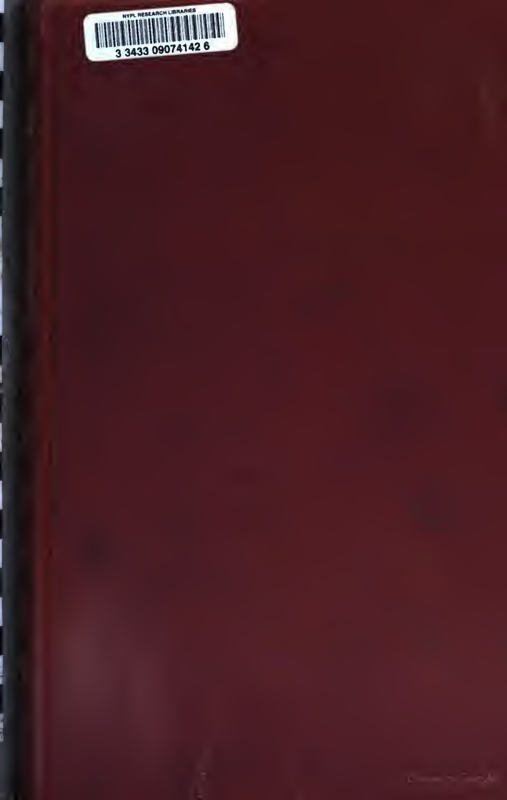
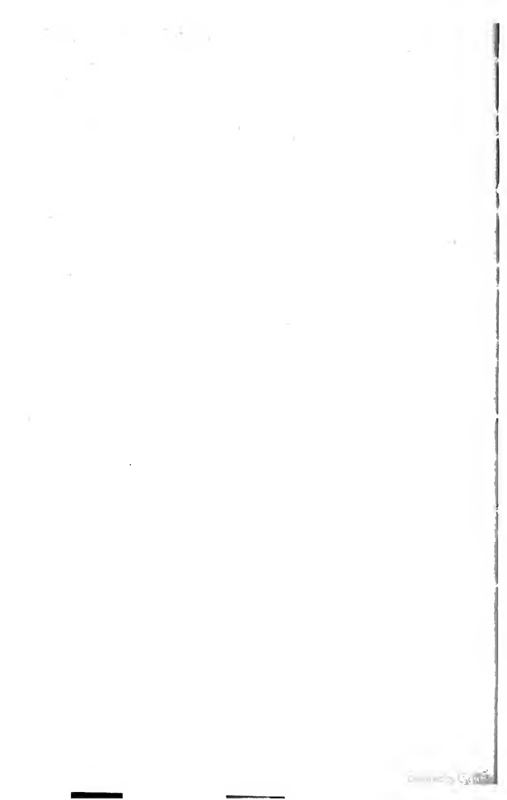






Hann, Hochstetter, Pokorny,

Allgemeine Erdkunde.

Fünfte, neu bearbeitete Auflage

von

J. Hann, Ed. Brückner und **A. Kirchhoff.**

I. ABTEILUNG.

Die Erde als Ganzes, ihre Atmosphäre und Hydrosphäre.

Von

J. Hann.

II. ABTEILUNG.

Die feste Erdrinde und ihre Formen.

Von

Ed. Brückner.

III. ABTEILUNG.

Pflanzen- und Tierverbreitung.

Von

A. Kirchhoff.

PRAG. F. TEMPSKY. — WIEN. F. TEMPSKY. — LEIPZIG. G. FREYTAG.

1897.

Die feste Erdrinde

und

ihre Formen.

Ein Abriß der allgemeinen Geologie und der Morphologie der Erdoberfläche.

Von

Eduard Brückner.

Mit 182 Abbildungen im Text.

PRAG. F. TEMPSKY. WIEN. F. TEMPSKY. LEIPZIG. G. FREYTAG.

1897.

Druck von Gebrüder Stiepel in Reichenberg.

Vorwort.

Seit dem Erscheinen der 4. Auflage der «Allgemeinen Erdkunde» sind volle 11 Jahre verflossen, die der Wissenschaft gewaltige Fortschritte gebracht haben. Als daher der Verleger an mich mit der Aufforderung herantrat, für die 5. Auflage den durch den Tod seines hochverdienten Verfassers verwaisten Hochstetter'schen Teil zu bearbeiten, war ich mir wohl bewusst, dass eine völlige Umgestaltung des Werkes nötig sein würde, zumal da der Verleger den berechtigten Wunsch aussprach, es möchte der Abschnitt mehr im Sinn eines Abrisses der allgemeinen Geologie und der Morphologie der Erdoberfläche gehalten und so besonders den Bedürfnissen des Geographen angepasst werden. Diese doppelte Aufgabe hat schließlich zu einer totalen Neubearbeitung geführt: Vollständig neu entstand das Buch nach Anlage und Ausführung; kaum einige Zeilen sind aus dem früheren Werk herübergenommen. Nur so glaubte ich den veränderten Bedürfnissen der Gegenwart Rechnung tragen zu können.

Während meiner Arbeit war ich auf Schritt und Tritt in der Lage zwei für die Lehre von den Formen der Erdoberfläche und den sie bedingenden Vorgängen grundlegende Werke zu Rate zu ziehen: Ferdinand von Richthofens Führer für Forschungsreisende (Berlin, 1886) und Albrecht Pencks Handbuch der Morphologie der Erdoberfläche (Stuttgart, 1894). Beide Werke boten die mannigfachste Anregung, Pencks Handbuch außerdem noch eine Fülle von Litteraturnachweisen; beide haben dadurch auf das vorliegende Buch einen weitgehenden Einfluss ausgeübt.

Auch manche persönliche Hilfe durch Rat und Tat ist mir zu Teil geworden. So verdanke ich meinem hochverehrten Kollegen an der Universität Bern, Herrn Prof. Dr. A. Baltzer, zahlreiche wertvolle Winke. Besondern Dank schulde ich meinem lieben Freunde, Herrn Prof. Dr. Albrecht Penck in Wien, der sich unter anderm der mühevollen Durchsicht der Korrekturen des zweiten und dritten Abschnittes unterzog.

Zu Dank verpflichtet bin ich endlich dem Herrn Verleger für die Ausstattung, die er dem Buch zu Teil werden ließ. Die oben erwähnte durchgreifende Umgestaltung des Inhaltes bedingte naturgemäß auch eine erhebliche Änderung des zur Erläuterung des Textes so wichtigen Illustrationsmaterials. Weit über die Hälfte der Figuren musste neu beschafft werden. Es geschah dies zum kleinsten Teil dadurch, dass der Verleger 17 Clichés aus dem in seinem Verlag unter A. Kirchhoffs Redaktion erschienenen Sammelwerk «Länderkunde von Europa» zur Verfügung stellte. Entlehnt wurden so die Figuren 99, 111, 114, 169 und 180, aus Penck, Deutsches Reich; 146, 176 und 177 aus Supan, Österreich-Ungarn; 20, 21, 92, 106, 124 und 163 aus Billwiller, Egli und Heim, Die Schweiz; 51, 138 und 148 aus Th. Fischer, Südeuropa.

Vor allem aber hat der Verleger die Kosten nicht gescheut, über 90 Figuren neu anfertigen zu lassen. So wurde es möglich, das Buch in einer den heutigen Bedürfnissen entsprechenden Weise zu illustrieren.

Unter den neu angefertigten Abbildungen befinden sich mehrere, die zum ersten Mal im Druck erscheinen, so einige photographische Aufnahmen typischer Landschaftsformen. Das eidgenössische topographische Bureau hat bereitwilligst die verkleinerte Reproduktion seiner schönen Reliefkarte des Albulagebietes gestattet und zwar der im Buchhandel nicht erhältlichen Ausgabe ohne Schrift (Figur 172); ebenso erlaubte das eidgenössische hydrometrische Bureau die Wiedergabe der nur im Manuskript vorliegenden Isotachen der Rhone (Figur 182) und Herr Dr. R. Zeller in Bern die Wiedergabe seines noch nicht publicierten instruktiven Schemas der Alpenfaltung (Figur 75).

Bern, im Sommer 1897.

Eduard Brückner.

Inhalt.

Verzeichnis der Illustrationen.

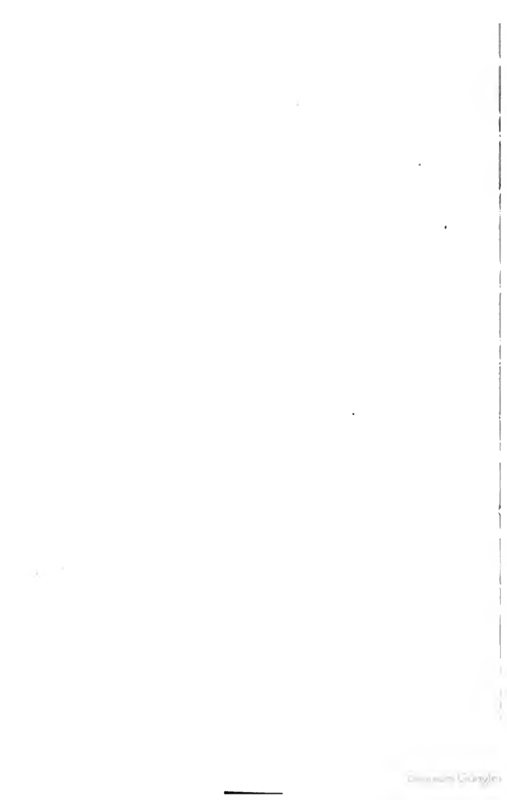
II. Abteilung.

Die feste Erdrinde und ihre Formen.

Ein Abriß der allgemeinen Geologie und der Morphologie der Erdoberfläche.

Von

Eduard Brückner.



Einleitung.

Zusammensetzung, Volumen und Gewicht der Lithosphäre. Die Unterlage der gesamten Wasserhülle der Erde sowie der Lufthülle, soweit diese nicht auf den Oceanen ruht, bildet die Gesteinshülle oder Lithosphäre; sie besteht im Gegensatz zur gasförmigen Atmosphäre und zur tropfbarflüssigen Hydrosphäre aus festen Massen und übertrifft jene bei weitem an Rauminhalt. Von den 258 509 Millionen Kubikkilometer der Erde entfällt nur etwa ein halbes Procent auf die Meere und volle 99½ Procent auf die Lithosphäre, sofern man dieser auch das unbekannte Erdinnere zurechnet. Noch stärker dominiert die Lithosphäre durch ihr Gewicht. Die Dichte des Meerwassers ist rund 1.026, die der Erde 5.6, und daher das Gewicht der Lithosphäre 1100mal so groß wie das der Hydrosphäre.

Verhältnis und Verteilung von Wasser und Land. Nur auf dem festen Lande liegt die Oberfläche der Lithosphäre zu Tage; auf dem größeren Teil der Erdoberfläche verbirgt sie sich unter dem Meer. Die Erkenntnis, dass das Land so sehr an Fläche hinter dem Meer zurücktritt, hat sich erst seit wenig mehr als einem Jahrhundert allgemein bahngebrochen. Im Altertum bestanden nebeneinander zwei verschiedene Anschauungen über die Verteilung von Wasser und Land; die homerische Schule, zu der Eratosthenes und Strabo gehörten, lehrte, dass das Land inselartig im Meer liege, von dem es allseitig umflossen sei; Aristoteles, Hipparch, Marinus und Ptolemäus dagegen nahmen an, dass das Meer nur seeenartig inmitten des Landes auftrete; am Überwiegen des Landes über das Meer aber hielten alle fest. Noch zu Columbus' Zeit glaubte man, dass 6/7 der Erdoberfläche Land seien und nur 1/7 Meer. Erst die Entdeckungsreisen Cooks (1768—79) verschafften der richtigen Anschauung den Sieg.

Ziehen wir von den 510 Millionen Quadratkilometer der Erdoberfläche 21.2 Millionen Quadratkilometer (16.4 Millionen in der Umgebung des Südpols, 4.8 Millionen in der Umgebung des Nordpols) als unerforscht ab, so entfallen von den bekannten Flächenräumen nur 135.4 Millionen Quadratkilometer auf das Land und volle 353.3 auf das Meer. Land und Wasser verhalten sich wie 1 : 2.609. Die Drift von Überresten der Jeanetteexpedition, die von 1881 bis 1884 von den neusibirischen Inseln über die unmittelbare Umgebung des Nordpols hinweg an die Südspitze von Grönland gelangten, sowie die Verfrachtung sibirischen Holzes in der gleichen Richtung hat nun aber gezeigt, dass im höchsten noch

unbekannten Norden größere Landmassen fehlen; andererseits weist vieles darauf hin, dass sich am Südpol ein größerer ganz unter Gletschern begrabener Landkomplex findet. Verbessern wir dementsprechend obige Zahlen, so erhalten wir nach H. Wagner für das Land 144.5 Millionen Quadratkilometer und für das Meer 365.5 Millionen, für das Verhältnis beider also 1 : 2.54 oder rund 2 : 5.

Die Verteilung des Landes über die Erdoberfläche ist nicht gleichmäßig. Auf der Südhemisphäre überwiegt das Wasser bei weitem (Land zu Wasser wie 1 : 5.94). Aber auch auf der Nordhemisphäre halten Land und Wasser einander nicht das Gleichgewicht (1 : 1.47). Nur zwischen 70° und 45° N ziehen die Parallelkreise zur größeren Hälfte über Land; der kontinentalste Parallelkreis ist der von 75° N, von dem 77 Procent auf das Land fallen. Nach Süden zu nimmt der Anteil des Landes immer mehr ab, so dass der Parallel von 60° S gar kein Land mehr schneidet. Wie die Verhältnisse sich weiter südlich gestalten, wissen wir nicht, da die Umrisse des antarktischen Kontinents nicht bekannt sind. Noch schärfer tritt die ungleichförmige Verteilung von Wasser und Land hervor, wenn man die Erde derart in zwei Hälften zerlegt, dass die eine möglichst viel Land, die andere möglichst viel Wasser enthält. Das Centrum der Landhalbkugel (Land zu Wasser wie 1 : 1.1) liegt ungefähr halbwegs zwischen Orléans und Le Mans im französischen Departement Eure-et-Loir; das Centrum der Wasserhalbkugel (Land zu Wasser wie 1 : 8.5) fällt etwas östlich der Südspitze der Nordinsel von Neuseeland ins Meer.

Formenreichtum der Erdoberfläche. Unendlich mannigfaltig sind die Formen der Oberfläche der Lithosphäre. Diese Mannigfaltigkeit ist einerseits durch die Verschiedenartigkeit der Zusammensetzung der obersten Schicht der Erde bedingt, also des Materials, das an die Oberfläche tritt, und andererseits durch die Verschiedenartigkeit der Vorgänge, die an der Ausgestaltung der Formen arbeiten.

Dieselben Vorgänge können aus verschiedenem Material ganz verschiedene Formen schaffen. Die Vorgänge z. B., die die Formen der Hochgebirgsgipfel der Alpen ausmeisseln, arbeiten aus mehr oder minder horizontalliegenden, in die Hochgebirgsregion emporragenden Kalksteinmassen mächtige plateauartige Blöcke heraus, die oben verhältnismäßig flach gewellt sind und nach allen Seiten in nackten, senkrechten Wänden abstürzen wie das Dachsteingebirge. Sind dagegen die Kalkschichten aufrecht gestellt, so entstehen sehr unregelmäßig gestaltete Kämme, wieder mit schroffen Wänden, wie z. B. das Wettersteingebirge mit der Zugspitze oder die Kämme der Säntisgruppe. Handelt es sich um aufrechtstehende krystallinische Schiefer, etwa um Gneis und Glimmerschiefer, so resultieren mehr oder minder gleichmäßig pyramidale Gipfel; eine auf- und abwogende, scharfe Kammlinie zeichnet sie aus wie in den Hohen Tauern oder in den centralen Teilen des Berner Oberlandes.



Andererseits können verschiedene Vorgänge aus dem gleichen Material gleichfalls verschiedene Formen modeln. So entstehen im Granit- und Gneisgebiet durch Abstürzen senkrechte Wände und in der Hochgebirgsregion sehr schroffe Spitzen; die Abspülung durch rinnendes Wasser dagegen, wie sie im Mittelgebirge vorherrscht, schafft aus den gleichen Gesteinen mehr rundliche Gipfel.

Gemindert wird der Formenreichtum der Erdoberfläche dadurch, dass oft verschiedene Vorgänge und ebenso auch verschiedene Materialien gleiche oder doch ähnliche Formen entstehen lassen. Ebenen z. B. können das Produkt von Flüssen sein, die hier ihre Kiesmassen ablagerten (Poebene, Gangesebene), oder sie können dadurch entstanden sein, dass Teile des Seebodens über den Wasserspiegel gelangten, wie das nördlich des Kaspischen Meeres der Fall ist; sie können aber auch eine Folge der Abtragung des Landes durch Flüsse bis zu einem unfern des Meeresspiegels gelegenen Niveau sein, wie von manchen für die Küstenebenen Nordamerikas angenommen wird.

Die Lehre von den Formen der Erdoberfläche muss zuerst das Material berücksichtigen, aus dem die Erdkruste besteht und das die Bausteine für jene Formen liefert. Sie wird daher zuerst die Erdrinde nach ihrer Zusammensetzung zu schildern haben. Sie wird dann ausführlich von den Vorgängen handeln, die an jenem Material arbeiten und daraus die Formen gestalten. Zuletzt wird sie einen Überblick über die Formen der Erdoberfläche geben, indem sie sie klassificiert und als Resultat des Ineinandergreifens der verschiedenen Vorgänge und des Materials schildert.

Erster Abschnitt.

Die Erdrinde nach ihrer Zusammensetzung.

Die Materialien, die die feste Erdrinde zusammensetzen, nennt man Gesteine. Jedes Gestein ist ein festes oder lockeres Aggregat von gleichartigen oder ungleichartigen, zertrümmerten oder unzertrümmerten Mineralien oder organischen Resten aus dem Tier- und Pflanzenreich. Das wichtigste Merkmal eines Gesteins ist die wesentliche Teilnahme am Aufbau der Erdrinde; das wichtigste Merkmal eines Minerals dagegen ist seine Homogenität. So verschieden beide Begriffe sind, so decken sie einander doch zu einem Teil: es gibt Mineralien, die in solchen Anhäufungen vorkommen, dass sie auch als Gesteine bezeichnet werden müssen, z. B. das Eis, das Steinsalz, der kohlensaure Kalk u. a. m. Die Wissenschaft, die sich mit den Gesteinen befasst, in dem sie sie in mineralogischer, physikalischer und chemischer Richtung kennen zu lernen sucht, heißt die Petrographie. Mit der Lage der verschiedenen Gesteine zueinander oder ihrem Verband befasst sich die Geotektonik; mit der Feststellung des Alters der Gesteine und der Erforschung der Entwicklungsgeschichte der Erde, soweit sie sich aus den Gesteinen und ihrem Inhalt an Versteinerungen herauslesen lässt, beschäftigt sich die historische Geologie. Jede dieser drei Disciplinen ist wohl ausgebaut; ihre erschöpfende Darstellung erfordert weit mehr Raum, als er uns hier zur Verfügung steht. Wir können daher nur in knapper Form alles das hier zusammenstellen, was zum Verständnis der Formen der Erdoberfläche nötig ist.

Die Zusammensetzung der Erdrinde dem Gesteinsmaterial nach.

(Abriss der Petrographie.)

Die Gesteinselemente. Betrachtet man ein Gestein, so erkennt man fast immer mehr oder weniger deutlich, dass es aus einzelnen, räumlich abgesonderten Teilen besteht. Diese Teile heißen Gesteinselemente, ihre Kenntnis ist zur Charakterisierung des Gesteins unerlässlich. Sind die Gesteinselemente Krystalle, so wird das Gestein krystallinisch genannt. Krystallinische Gesteine sind z. B. der Granit, der Basalt, der Gneis.

Die Krystalle der krystallinischen Gesteine haben nur teilweise ihre äußere Krystallform; zu einem großen Teil sind sie ganz oder doch nach gewissen Seiten hin unregelmäßig gestaltet und dabei mannigfach miteinander verwachsen oder verschränkt. Sind die Gesteinselemente der Hauptsache nach Trümmer früher existierender Gesteine, so spricht man von klastischen Gesteinen. Ob die Trümmer eckig oder rund, groß oder klein sind, ob sie nur lose aufeinander liegen oder durch ein Bindemittel fest zusammengebacken sind, ist gleichgültig. (Beispiele: Sand, Sandstein, Geröll, Konglomerat.)

Aus der Erdrinde sind etwa 800—900 verschiedene Mineralien bekannt; sie alle liefern Material zur Gesteinsbildung, doch die Mehrzahl von ihnen nur in verschwindenden Mengen. Eine wesentliche Rolle bei der Zusammensetzung der Gesteine, sei es dadurch, dass sie selbst als Gesteinselemente auftreten, sei es, dass sie sich am Aufbau der Trümmer beteiligen, die als Gesteinselemente erscheinen, spielen nur etwa 40 Mineralien. Die wichtigsten unter ihnen sind:

1. Silikate: Quarz, die verschiedenen Feldspäte (Kalifeldspat: Orthoklas, Sanidin, Mikroklin; Natronfeldspat: Albit; Kalkfeldspat: Anorthit; Kalknatronfeldspat: Oligoklas, Labradorit; Albit, Anorthit, Oligoklas und Labradorit werden oft als Plagioklas zusammen gefasst), Thon, Nephelin und Elaeolith, Leucit, Pyroxen (Augit), Hypersthen, Diallag, Amphibol (Hornblende), die verschiedenen Glimmer (Muscovit, Biotit, Sericit), Chlorit, Talk, Olivin (Peridot), Serpentin, Granat.

2. Karbonate: Kalkspat, Dolomit, Eisenspat.

3. Sulfate: Anhydrit, Gips.

4. Haloidsalze: Steinsalz.

5. Magneteisen, Roteisenstein, Brauneisenstein.

6. Graphit.

Auch Überreste von Organismen erscheinen dazwischen als Gesteinselemente. Meist finden sie sich allerdings im Gestein zerstreut oder zusammmengehäuft als Versteinerungen; sie sind nicht wesentliche Gesteinselemente, sondern nur zufällig im Gestein enthalten. Ihr Fehlen würde die petrographischen Eigenschaften des Gesteins nicht berühren. Die Zahl der Tiere und Pflanzen, deren deutliche Überreste in erheblichen Massen sich am Aufbau der Erdrinde beteiligen, ist gering. Es kommen da besonders die Überreste niederer Lebewesen in Betracht. Als Gesteinselemente treten auf:

1. Die Kalkgehäuse von Foraminiferen, die Kalkschalen von Schaltieren, die Korallenstöcke.

2. Die Kieselgehäuse der Radiolarien und Diatomeen.

3. Knochen, Zähne und Exkremente von Wirbeltieren (untergeordnet).

4. Die im Verkohlungsprocess begriffene oder schon verkohlte Holzsubstanz verschiedener Pflanzen, besonders der Kryptogamen.

Gesteine, die wesentlich aus Überresten von Organismen bestehen, sind der Torf, die Steinkohle, ferner der Polierschiefer, die Knochenbreccie.

Von den Gesteinen, deren Gesteinselemente Überreste von Organismen sind, müssen die Gesteine unterschieden werden, die durch Organismen abgesetzt, nachträglich aber so verändert worden sind, dass die ursprünglichen Gesteinselemente nicht mehr zu erkennen sind. Das gilt z. B. vom Kalkstein.

Die Bestimmung der Gesteinselemente geschah früher nur mit bloßem Auge oder mit der Lupe. Vor wenig mehr als drei Jahrzehnten erst kam die mikroskopische Untersuchung in ganz feinen durchsichtigen herausgeschnittenen Platten, sogenannten Dünnschliffen, auf; später noch gesellte sich die Beobachtung im polarisierten Licht dazu. Diese neueren Methoden förderten die Petrographie in ganz ungeahnter Weise; vor allem sind da zwei deutsche Männer zu nennen, deren Arbeiten bahnbrechend waren: Zirkel und Rosenbusch.*) Heute sind diese Methoden so unentbehrlich, dass die zuverlässige Bestimmung vieler Gesteine ohne Rücksicht auf die mikroskopischen Verhältnisse nicht mehr möglich ist. Trotz dieser Wichtigkeit der mikroskopischen Untersuchung können wir sie im nachfolgenden nicht schildern, wenn wir auch deren Resultate berücksichtigen.

Struktur der Gesteine. Nächst den Gesteinselementen ist zur Charakterisierung eines Gesteins am wichtigsten seine Struktur oder sein Gefüge. Darunter versteht man das durch Größe, Form, Lage und Verbindungsweise der einzelnen Gesteinselemente bestimmte Aussehen des Gesteins. Die Struktur hängt nur in beschränktem Maß von der mineralogischen und chemischen Zusammensetzung des Gesteins ab, viel mehr dagegen von der Art der Bildung. Sie ist daher in weit höherem Grade als die Zusammensetzung die Trägerin der geologischen Verwandtschaft der Gesteine.

Man hat, indem man die Größe der Gesteinselemente als Ausgangspunkt nahm, eine Reihe von Strukturformen unterschieden; die Bezeichnungen der verschiedenen Autoren weichen hier etwas voneinander ab. Die alten Ausdrücke grobkörnig, feinkörnig und dicht sind heute noch sowohl für krystallinische als für klastische Gesteine im Gebrauch. Makrokrystallinisch nennt man die Struktur krystallinischer Gesteine, wenn die einzelnen Mineralien mit bloßem Auge sichtbar sind. Mikrokrystallinisch ist ein Gestein, dessen Mineralien erst unter dem Mikroskop im Dünnschliff sichtbar werden. Löst selbst das Mikroskop das Gestein nicht in einzelne Krystalle auf, so spricht man von einer kryptokrystallinischen Struktur. Amorph endlich nennt man die Struktur, wenn im Gestein keine Gesteinselemente zu erkennen sind und es so gleichmäßig wie Glas ist. Amorphe Gesteine enthalten häufig hie und da aus-

*) An dieser Stelle nennen wir am passendsten zwei Hauptwerke über Petrographie:
F. Zirkel: Lehrbuch der Petrographie, 2. Auflage, Leipzig 1893—95, 3 Bände.
H. Rosenbusch: Mikroskopische Physiographie der Mineralien und Gesteine. Band I: Mineralien, 3. Auflage, Stuttgart 1894. Band II: Massige Gesteine, 2. Auflage, Stuttgart 1887.

geschiedene Krystalle oder ganze Krystallschwärme; sie befinden sich im Zustand der Entglasung.

Die von Gestein zu Gestein so sehr wechselnde Größe der Krystalle hängt in denjenigen Gesteinen, die ursprünglich feurigflüssige Massen waren, von der Geschwindigkeit der Festwerdung ab. Erfolgte die Festwerdung sehr langsam, so bildeten sich große Krystalle aus, die Struktur wurde makrokrystallinisch (z. B. beim Granit); bei etwas rascherer Erstarrung wurde sie mikrokrystallinisch (Basalt) und bei ganz plötzlicher Abkühlung amorph (z. B. beim Obsidian).

Gleichmäßig körnig ist ein krystallinisches Gestein, wenn die Mineralien annähernd gleichgroß und nach allen drei Dimensionen gleichmäßig entwickelt sind. Der gleichmäßig körnigen Struktur steht die porphyrische gegenüber; bei dieser treten inmitten einer für das bloße Auge dichten, also mehr oder weniger homogen erscheinenden Masse, der Grundmasse, größere Krystalle oder krystallinische Körner als sogenannte Einsprenglinge auf; die Grundmasse ist dabei mikrokrystallinisch oder amorph.

Wie die krystallinischen Gesteine charakterisiert man auch die klastischen nach der Größe ihrer Gesteinselemente. Man unterscheidet die Psephitstruktur*) oder Trümmerstruktur, wo die einzelnen Gesteinsbrocken über Haselnussgröße haben, die Psammit-**) oder Sandsteinstruktur, wo die Gesteinselemente Sandkörner sind, und die Pelit-***) oder Schlammstruktur, wo die Gesteinselemente kleine Schlammpartikelchen sind.

Wichtig ist die Verteilung und Lage, besonders der lamellaren Gesteinselemente. Ist kein Gesetz der Anordnung zu erkennen, liegen vor allem die lamellaren Gesteinselemente mit ihrer Breitseite nach allen Richtungen hin, so heißt die Struktur richtungslos. Dieser Struktur gegenüber stehen die Fluidalstruktur und die schieferige Struktur.

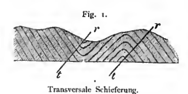
Bei der Fluidalstruktur, die nur bei dichten Eruptivgesteinen vorkommt, treten die meist mikroskopisch kleinen Krystalle dadurch, dass ihre Längsachsen sich lokal annähernd parallel stellen, in Ströme zusammen, die einen gewundenen Verlauf haben, sich an Hindernissen, z. B. großen ausgeschiedenen Krystallen, stauen und sie umfließen. Die Struktur bringt in dieser Weise die Bewegungen innerhalb des Eruptivgesteins unmittelbar vor dem Erstarren zum Ausdruck und ist ein sicherer Beweis dafür, dass das Gestein einst feurigflüssig war und geflossen ist. Sie ist dazwischen mit bloßem Auge zu erkennen und stellt sich dann in Form von gewundenen Streifen dar, die verschiedene Farbe haben; meist aber wird sie erst im Dünnschliff unter dem Mikroskop sichtbar.

Die schiefrige oder Schieferstruktur entsteht dadurch, dass die lamellaren Gesteinselemente sich nach einer bestimmten Ebene parallel anordnen. Das gilt besonders von den Glimmern, ferner vom Chlorit, vom Talk und analogen lamellaren Mineralien, die sowohl in krystallinischen als in klastischen Gesteinen eine große Rolle spielen. Das bedingt eine erhöhte Spaltbarkeit des Gesteins in der Richtung dieser Ebene.

*) Von ψῆφος, kleiner Stein. **) Von ψαμμός, Sand. ***) Von πηλός, Lehm, Schlamm.

Meist ist die parallele Lage der lamellaren Gesteinselemente einfach eine Folge davon, dass sie beim Absatz des Gesteins sich naturgemäß auf ihre flache Seite legten. Die Schieferung entspricht dann der Schichtung (normale Schieferung). Allein dazwischen ist die parallele Anordnung die Folge eines erst nach Ablagerung des Gesteins ausgeübten Druckes: die Glimmer stellten sich dabei senkrecht zur Richtung des Druckes ein. War der Druck nicht senkrecht zur Schichtung, so wurde dadurch eine Schieferung erzeugt, die von der Schichtung ganz unabhängig ist und sie unter einem Winkel schneidet; man bezeichnet sie als falsche oder Transversalschieferung; sie kann unter Umständen die Schichtung ganz verschleiern. Transversale Schieferung tritt namentlich bei Thonschiefer häufig auf; die Spaltungsrichtung ist dann die der Schieferung (*t* — *r* in Fig. 1), nicht die der Schichtung (in der Figur durch die geknickten Linien angedeutet). Schieferung kommt besonders häufig bei aus Wasser abgesetzten Gesteinen vor, wird jedoch dazwischen auch eruptiven Gesteinen durch Druck aufgezwungen; so sind z. B. manche Granite durch Druck gneisartig geworden.

Fig. 1.



Transversale Schieferung.

Die Struktur ist ein Hauptcharakteristikum und fast immer eine wesentliche Eigenschaft eines Gesteins. Die gleichen Gesteinselemente bilden verschiedene Gesteine, je nachdem die Struktur so oder anders ist. Ein Gemenge von Feldspat, Quarz und Glimmer z. B. heißt Granit, wenn alle Krystalle richtungslos durcheinander liegen — also bei richtungsloser Struktur; liegen dagegen die Glimmerschüppchen im wesentlichen parallel, ist also die Struktur schieferig, so heißt das Gestein Gneis.

Klüftung und Absonderung der Gesteine. In vielen Gesteinsmassen lassen sich Zerklüftungen und Spalten beobachten, durch die sie in Gesteinskörper von verschiedener, oft verhältnismäßig regelmäßiger Gestalt aufgelöst — abgesondert werden. Die Absonderung ist streng von der Struktur zu scheiden. Die Struktur entsteht durch die Anordnung der Gesteinselemente zu einander, die Absonderung dagegen durch die Zerteilung des Gesteins in einzelne Blöcke. Die Ursache der Klüftung und der dadurch bedingten Absonderung kann verschieden sein. Häufig ist es die innere Kontraktion, das innere Schwinden des Gesteins; das kann entweder dadurch zustande kommen, dass ein stark erhitztes Gestein z. B. eine Lava erkaltet, oder dadurch, dass eine durchfeuchtete Masse, wie etwa Schlamm, austrocknet. Aber auch der Druck bei der Gebirgsbildung kann in festen Gesteinen Zerteilungen verursachen und so Veranlassung zu Klüftung geben, ja das Gestein in einzelne kleine Brocken zerlegen. Im frischen Anschnitt ist die Absonderung oft nicht deutlich zu erkennen; erst durch Verwitterung treten die Absonderungsformen klar hervor.

Nicht selten ist bei Basalten und Porphyren die kugelige oder sphäroidische Absonderung. Dazwischen sieht das Gestein, besonders Basalt, aus wie ein zusammengebackenes Haufwerk von groben Geschützkugeln. Meist sind die Kugeln konzentrisch-schalig. Bei Eruptivgesteinen aller Art und nur sehr selten bei Sedimentgesteinen kommt die plattenförmige Absonderung vor: das ganze Gestein ist in tafelartige Platten zerlegt. Sind die Platten groß und dick, so spricht man von einer bankförmigen Absonderung. Auch die säulenförmige Absonderung, wobei das ganze Gestein aus dichtgepackten, eckigen Säulen besteht, ist fast ganz auf Eruptivgesteine beschränkt; besonders der Basalt zeigt sie häufig. Berühmt sind die Basaltsäulen der Fingalsgrotte auf Staffa. Dazwischen nehmen aber auch Sedimentgesteine Säulenform an, wo sie mit glühend heißen Eruptivmassen in Berührung kamen und gefrittet wurden, in seltenen Fällen auch beim Eintrocknen. Die Gruppierung der Säulen ist sehr mannigfach, bald stehen sie aufrecht, bald liegen sie horizontal oder schräg oder sie divergieren von einem Punkt nach allen Richtungen; immer aber steht ihre Längsachse senkrecht zur Erstarrungs- oder Verdunstungsoberfläche.

Polyedrisch oder quaderförmig nennt man die Absonderung, wenn drei Kluftsysteme senkrecht aufeinander stehen und dadurch das Gestein in große mehr oder minder viereckige Blöcke zerlegen. Besonders der Granit zeigt das oft sehr schön. Etwas Ähnliches tritt auch bei Sedimenten auf; hier ist eine der Kluftflächen durch die Schichtfläche gegeben. Unregelmäßig polyedrisch ist endlich die Absonderung, wenn die Klüfte unregelmäßig verlaufen und das Gestein in unregelmäßige Blöcke zerlegen, wie das oft beim Sandstein, aber auch sehr oft beim Porphyr und Granit zu beobachten ist.

Im allgemeinen lässt sich sagen, dass die stärkere oder schwächere Absonderung eines Gesteines vom Tempo der Festwerdung desselben oder von der Größe des Gebirgsdruckes abhängt. Bei rasch abgekühlten oder eingetrockneten Gesteinen tritt die Absonderung viel häufiger und regelmäßiger auf als bei langsam festgewordenen. Daher zeichnen sich auch die feinkörnigen und dichten krystallinischen Gesteine, die rasch erstarrt sind, vielfach durch Absonderung aus, während diese den langsam festgewordenen grobkrystallinischen meist fehlt.

Die Lagerungsform der Gesteine ist ein nicht unwichtiges Merkmal. Im Gegensatz zueinander stehen da die schichtförmige Lagerung und die durchgreifende Lagerung; erstere ist den Schichtgesteinen eigen, letztere den massigen Gesteinen.

Eine Schicht ist eine plattenförmige, durch zwei annähernd parallele Flächen, die Schichtflächen, begrenzte Gesteinsmasse; ihr Material ist in den meisten Fällen mechanisch oder chemisch aus Wasser, aus wässerigen Lösungen oder aus der Luft niedergeschlagen. Jede Schicht ist das Ablagerungsprodukt einer Zeitperiode; jede Schichtfläche, die eine Schicht

von der darüber oder darunter liegenden trennt, die aber deswegen keineswegs eine Kluftfläche zu sein braucht, entspricht zeitlich einer Änderung in der Ablagerung des Gesteins. Diese Änderung äußert sich darin, dass die übereinander liegenden und nacheinander abgelagerten Schichten etwas wechselnde Zusammensetzung besitzen; es ändert sich z. B. die Farbe, oder das Korn der Gesteinselemente wechselt, oder es verschwinden gewisse Gesteinselemente und neue treten auf. Führt man, etwa in einem Steinbruch, einen Schnitt senkrecht auf die Richtung der Schichtflächen, so tritt dieser Wechsel, die Schichtung, deutlich hervor. Die Schichtung ist immer ein Beweis für eine successive Ablagerung des Gesteins; sie findet sich nur bei Sedimentärgesteinen, die deswegen auch geradezu Schichtgesteine genannt werden. Dass der Schichtung oft auch eine Schieferung entspricht, erwähnten wir oben. Schichtgesteine sind z. B. der Sandstein, der Thonschiefer, der Kalkstein.

Einen besonderen Fall der schichtförmigen Lagerung, von ihr aber doch etwas unterschieden, bildet die haufenförmige Lagerung. Von einer Schichtung ist hier keine Spur; das Gestein ist vielmehr ein Haufwerk von Trümmern, die durch ihre vollkommen regellose Anordnung die Entstehung der Ablagerung auf einmal oder doch ohne Pausen oder Änderungen der Ablagerungsverhältnisse verraten. Die Begrenzungsfläche nach unten, besonders aber die nach oben ist meist unregelmäßig, wenn auch die horizontale Dimension dominiert. Gesteine mit haufenförmiger Lagerung entstehen auf der Landoberfläche und spielen hier eine große Rolle. Das beste Beispiel bilden Bergsturztrümmer, ein anderes die Moränen der Gletscher. Durch das lokale Auftreten von mehr oder minder geschichteten Partieen geht die haufenförmige Lagerung in die eigentliche schichtförmige Lagerung über.

Ganz anders ist die Lagerung der massigen Gesteine. Von Schichtung ist hier keine Rede; das Gestein ist durch seine ganze Masse hindurch gleichförmig; zeigen sich einmal Unterschiede, so fehlen doch Grenzen: allmählich vollzieht sich der Übergang. Diese einheitliche Zusammensetzung jedes Vorkommnisses eines Massengesteines legt beredtes Zeugnis dafür ab, dass es sich gleichzeitig bildete, so etwa wie der Übergang einer Masse aus dem flüssigen in den festen Zustand erfolgt. Wirklich sind auch die Massengesteine erstarrte feuerflüssige Massen, sogenannte Magmen: sie sind eruptiv und werden deswegen auch Eruptivgesteine genannt. Mit ihrer eruptiven Natur hängt auch ihre Lagerungsform eng zusammen: sie durchbrechen die Schichtgesteine bald in schmalen, plattenförmigen Massen, sog. Gängen, bald in mächtigen von unten aufragenden Blöcken, sog. Stöcken, bald breiten sie sich in Form eines Ergusses als Decken oder Ströme auf der Oberfläche oder als Intrusionen zwischen den Schichtgesteinen aus. Immer haben sie ihren Ursprung in der Tiefe. Weil sie in dieser Weise von unten her durch die Schichtgesteine durchgreifen, bezeichnet man ihre Lagerungsform als durchgreifende Lagerung. Massengesteine sind z. B. alle Laven, Granit, Porphyr, Diabas, etc.

Einige andere physikalische Eigenschaften der Gesteine kommen noch wesentlich in Betracht, weil von ihnen die Art und Weise abhängt, in der die an der Erdoberfläche wirkenden Kräfte arbeiten. Da ist zunächst das specifische Gewicht; es schwankt stark von Gestein zu Gestein. Die krystallinischen Gesteine sind um so leichter (2.4 — 2.7), je mehr Quarz sie enthalten (Granit 2.6), also je saurer sie sind, und um so schwerer, je mehr die basischen Mineralien dominieren (Basalt 3.0). Andere Eigenschaften können wir hier nur kurz aufzählen; wir werden sie zum Teil später im Abschnitt von den die Erdoberfläche ausgestaltenden Vorgängen ausführlicher erörtern. Es sind das die Härte, die Löslichkeit, die Durchlässigkeit für Wasser, die specifische Wärme und das Wärmeleitungsvermögen.

Einteilung und kurze Schilderung der wichtigsten Gesteine. Die Mineralien sind nach Form und Zusammensetzung scharf geschieden; hier gibt es keinen Übergang von einer Art zur anderen. Das ist bei den Gesteinen anders. «Das Ineinanderübergehen gehört zum Wesen der Gesteinsnatur» (Lossen). Immerhin finden diese Übergänge nicht nach allen Seiten statt, sondern kommen nur innerhalb gewisser, allerdings weit ausgedehnter Gesteinsgruppen vor, die von anderen Gruppen scharf getrennt sind. Die Übergänge vollziehen sich bei krystallinischen Gesteinen durch einen Wechsel der Gemengteile oder durch eine Änderung des Gefüges. So geht z. B. durch Hinzutreten des Feldspats Glimmerschiefer in Gneis über oder Granit durch Auftreten von einzelnen großen Einsprenglingen und Kleinerwerden der übrigen Krystalle in Quarzporphyr. Eine große Rolle spielen die Übergänge auch bei den klastischen Gesteinen. Durch Feinerwerden der Gesteinselemente geht ein Konglomerat in einen Sandstein über, durch Schwinden des Bindemittels in einen Schotter u. s. f. Unter solchen Verhältnissen zeigen die Definitionen der einzelnen Gesteine eine gewisse Elasticität. Dass die verschiedenen Petrographen nicht nur zu etwas verschiedenen Definitionen, sondern auch zu abweichenden Klassifikationen der Gesteine gelangt sind, kann daher nicht wundernehmen. In einer Beziehung ist man allerdings heute einig, nämlich dass die Gesamtheit der Gesteine nach ihrem so ganz verschiedenen Auftreten in die zwei großen Gruppen der massigen Gesteine und der Schichtgesteine zu teilen ist. Bei der weitern Einteilung aber beginnen, besonders bei den massigen Gesteinen, die Divergenzen. Wir folgen hier bei der Gruppierung der massigen Gesteine Rosenbusch, bei derjenigen der Schichtgesteine dagegen Zirkel.

A. Massige Gesteine.

Über die durchgreifende Lagerungsform, die alle massigen Gesteine auszeichnet, sprachen wir schon; sie ist für die massigen Gesteine charakteristisch, einerlei ob sie an der Oberfläche der Erde oder in der Tiefe erstarrten: immer drangen sie auf Spalten von unten herauf. Je nach dem

Ort ihrer Festwerdung bildeten sie sich jedoch verschieden aus. Erstarrten sie in großer Tiefe, so geschah das nur langsam bei hoher und relativ gleich bleibender Temperatur und hohem Druck; daher konnte der Krystallisationsprozess vollkommener erfolgen. Drangen sie bis an die Oberfläche der Erde empor, so erstarrten sie infolge der Abkühlung weit rascher, und das Resultat war eine unvollkommenere Krystallisation. Dieser Gegensatz in der Ausbildung der massigen Erstarrungsgesteine ist schon von Hutton (1795) festgestellt worden; er spiegelt sich in den alten Namen der plutonischen und der vulkanischen Gesteine wider; aber seine Ursache ist erst in letzter Zeit allgemein anerkannt worden, obwohl schon 1844 Darwin darauf hinwies. Bis vor kurzem noch hielt man alle plutonischen Gesteine für alte, vortertiäre Eruptivgesteine, die vulkanischen dagegen für junge. Man wurde dazu verleitet, weil die plutonischen Gesteine wie z. B. der Granit immer nur inmitten älterer Sedimente auftreten. Heute hat man dafür eine andere Erklärung: jene Gesteine erreichten beim Empordringen die oberen Teile der Erdkruste nicht, sondern blieben in den tieferen alten Schichten stecken. Sie treten daher erst zu Tage, wenn die ganze über ihnen befindliche Gesteinsmasse fortgeschafft ist; dazu aber bedarf es sehr langer Zeiträume. So sind heute von den in der Tiefe erstarrten Gesteinen nur verhältnismäßig alte bloßgelegt, die jüngeren aber noch verborgen.

Nach dem Ort, wo das Erstarren stattfand, unterscheidet Rosenbusch Tiefengesteine, die in der Tiefe fest wurden, und Ergussgesteine, die an der Oberfläche der Erde erstarrten; beide Klassen decken sich zu einem Teil mit den plutonischen und vulkanischen Gesteinen Zirkels. Außerdem fasst Rosenbusch noch eine Reihe von Gesteinen, die nur in Gangform bekannt sind, als Ganggesteine zusammen.

Tiefengesteine, Ganggesteine und Ergussgesteine stehen in enger genetischer Beziehung zu einander. Dasselbe Magma, das, in der Tiefe erstarrt, das Tiefengestein bildet, erfüllt als Ganggestein die Gänge und setzt, an die Erdoberfläche getreten und hier erkaltet, das entsprechende Ergussgestein zusammen. Tiefengestein, Ganggestein und Ergussgestein stellen also dasselbe Magma, nur erstarrt bei verschiedenen Phasen der Eruption und daher unter verschiedenen Bedingungen dar; diese verschiedenen Bedingungen spiegeln sich in der verschiedenen Struktur wider. Den Konnex zwischen Tiefengestein, Ganggestein und Ergussgestein zeigt z. B. sehr schön ein von Hague beschriebenes Vorkommnis im Eurekadistrikt in Nevada. Wir werden weiter unten sehen, dass Granit, Granitporphyr und Quarzporphyr einander als Tiefengestein, Ganggestein und Ergussgestein entsprechen. Im Eurekagebiet findet sich ein mächtiger Gang von Granitporphyr; dort, wo er sich stockförmig erweitert, gewinnt das Gestein in der Mitte vollkommen granitische Struktur, während es in den schmalen, vom Hauptgang ausstrahlenden und bald endigenden Nebengängen (Apophysen) in echten Quarzporphyr übergeht; gleiches gilt von den unmittelbar an das Nachbargestein stoßenden Gesteinspartieen des Ganges.

Das charakteristische Merkmal der Tiefengesteine ist, dass die Bildung jedes Gemengteils kontinuierlich in einem einheitlichen Zeitabschnitt verlief und der Krystallisation der andern Gemengteile voranging oder folgte. Der Vorgang ist ähnlich dem der Auskrystallisierung aus einer gemischten wässerigen Lösung zu denken und durchaus verschieden von einer durch Wärmeabgabe bedingten raschen Erstarrung. Zuerst bildeten sich inmitten des Magmas die am meisten basischen Mineralien, also die eisen- und magnesiahaltigen Silikate (Glimmer, Amphibol, Pyroxen); sie konnten sich frei entwickeln, zeigen also, soweit sie einander nicht gegenseitig hinderten, verhältnismäßig freie Krystallformen. Später erfolgte die Ausscheidung der feldspatigen Gemengteile, die in viel geringerem Grade ihre äußere Krystallform erhielten, und zuletzt erstarrte, die Lücken zwischen den vorher ausgeschiedenen Mineralien erfüllend, der Quarz, dessen Umrisse ganz unregelmäßig sind. Die Struktur, die so entstand, ist körnig; amorphe Teile fehlen.

Anders liegen die Verhältnisse bei den Ergussgesteinen. Hier sind ein oder mehrere Gemengteile in wenigstens zwei zeitlich getrennten Perioden zur Ausscheidung gekommen. Wir haben uns das so zu denken, dass das Magma, nachdem die Krystallisation in der Tiefe schon begonnen und schon eine Reihe von Mineralien ausgeschieden hatte, beim Empordringen und beim Erguss auf der Erdoberfläche die in ihm schwimmenden, schon ausgebildeten Krystalle mit sich fortriss. Oben begann nun unter ganz anderen Bedingungen, vor allem unter rascher Abkühlung und bei Entweichen der im Magma gelösten Gase eine neue Krystallisation, die rings um die früher ausgebildeten Krystalle, die Einsprenglinge, eine Grundmasse schuf. Diese Grundmasse ist bald dicht, bald glasig. Die Ergussgesteine haben daher mehr oder minder eine porphyrische Struktur.

Bei Gängen finden wir z. T. die Erscheinungen, die den Tiefengesteinen eigentümlich sind: viele Tiefengesteine treten auch in Gängen auf; z. T. zeigen sich auch in den Gängen Ergussgesteine. Eine Reihe von Ganggesteinen besitzen dagegen weder unter den Tiefengesteinen, noch unter den Ergussgesteinen genau ihresgleichen; so haben sie, anders als die Tiefengesteine, Einsprenglinge, deren Entstehung analog wie bei den Ergussgesteinen zu denken ist; dabei ist das Korn des Gesteins fein. Diese Gesteine fasst Rosenbusch in eine besondere Klasse zusammen. Dass sie nicht so scharf definiert ist, wie die der Tiefengesteine und die der Ergussgesteine, liegt auf der Hand; die Ganggesteine zeigen nach beiden Richtungen hin Übergänge.

Wir lassen zunächst eine Übersicht der Gesteinsfamilien in Tabellenform folgen. Wir ordnen dabei die zusammengehörigen Tiefengesteine, Ganggesteine und Ergussgesteine horizontal nebeneinander, um den Überblick zu erleichtern. Links ist kurz die mineralogische Zusammensetzung angegeben, die charakteristisch für die Gesteine der rechts stehenden Familien ist. Die in einer Horizontalreihe zusammengestellten

Gesteine unterscheiden sich also nur durch ihre Struktur, nicht durch ihre mineralogische Zusammensetzung.*) Unter den Ergussgesteinen sind die alten d. h. vortertiären durch ein Sternchen ausgezeichnet.

Mineralogischer Charakter	Tiefengesteine	Ganggesteine	Ergussgesteine
a) Alkalifeldspatgesteine mit Quarz	Granitische Gesteine	Granitische Ganggesteine Granitporphyre	*Quarzporphyre Liparite
b) Alkalifeldspatgesteine ohne Quarz	Syenitische Gesteine	Syenitporphyre syenitische Lamprophyre	*Quarzfreie Porphyre Trachyte
c) Alkalifeldspatgesteine mit Elaeolith	Elaeolithsyenite	Elaeolithsyenitporphyre	Phonolithe
d) Plagioklas-Glimmer und Plagioklas-Hornblende-Gesteine	Dioritgesteine	Dioritporphyrite dioritische Lamprophyre	*Porphyrite Dacite Andesite
e) Plagioklas-Diallag und Plagioklas-Enstatit-Gesteine	Gabbrogesteine		*Augitporphyrite *Melaphyre
f) Plagioklas-Augitgesteine	Diabase		Basalte
g) Plagioklasgesteine mit Nephelin	Theralithe		Tephrite
h) Olivinreiche Gesteine	Peridotite		*Pikritporphyrite Limburgite z. T.

Die Ganggesteine der Familienreihen *e* bis *h* entsprechen genau den Tiefengesteinen oder Ergussgesteinen, ohne besondere Formen zu bilden. Keine Äquivalente unter den Tiefengesteinen und Ganggesteinen haben die Leucitophyre, die Leucitgesteine, die Melilithgesteine und die Augitite. Die Nephelingesteine haben kürzlich ein solches im Ijolith erhalten.

Im nachfolgenden zählen wir, nach Familien geordnet, die wichtigsten Gesteine auf und charakterisieren sie mit wenigen Worten.

I. Klasse: Tiefengesteine.

1. Familie der granitischen Gesteine. Wesentlich ist ein körniges Gemenge von Alkalifeldspat und Quarz, wozu sich ein oder mehrere Glieder der Glimmer-, Amphibol- oder Pyroxengruppe gesellen. Hierher gehören der Granit im engeren Sinn, der gleichzeitig hellen und dunkeln Glimmer führt, der Granitit, der nur dunkeln Glimmer enthält, und der Amphibolgranit, bei dem der Glimmer durch Amphibol vertreten ist. Der eigentliche Granit ist verhältnismäßig selten; er tritt sowohl in Stöcken als in Gängen auf. Das häufigste Glied der Familie ist der Granitit; er bildet die große Mehrzahl der Granitstöcke. Eine Varietät ist der Protogingranit der Alpen, im wesentlichen ein Granitit mit einem

*) Nur nebenbei bemerkt sei, dass durchweg die Ergussgesteine etwas saurer sind als die zugehörigen Tiefengesteine.

hellgrünen, glimmerigen Mineral in Häuten. Der Protogin wird oft gneisartig. Amphibolgranit ist wieder relativ selten. Die Struktur ist richtungslos körnig, dazwischen porphyrartig. Die Lagerung ist typisch-stockförmig. Sehr verbreitet sind Zerklüftung und Absonderung. Dazwischen durchschneiden mehrere Systeme von Klüften das Gestein, die einander auf größere Entfernungen hin vollkommen parallel bleiben (z. B. in Cornwall und Devonshire). Sehr oft auch werden die granitischen Gesteine durch ebenflächige oder etwas gewölbte Klüfte in Bänke eingeteilt. Säulenförmige und kugelige Absonderungen kommen sehr selten vor.

2. Familie der syenitischen Gesteine. Alkalifeldspat dominiert gegenüber dem Kalknatronfeldspat; Quarz tritt ganz zurück oder fehlt. Dazu kommt entweder Hornblende (Syenit im engern Sinn oder Hornblendesyenit, die häufigste Form), Glimmer (Glimmersyenit) oder Augit (Augitsyenit). Der Syenit ist im Vergleich zum Granit selten. Die Struktur und Lagerung ist analog der der Granite.

3. Familie der Elaeolithsyenite. Die Gesteine sind eine quarzfreie Kombination von Orthoklas und Elaeolith; dazu treten geringe Mengen von Pyroxen, Amphibol oder Biotit. Andere Namen für den Elaeolithsyenit oder seine Varietäten sind Nephelinsyenit, Miascit, Ditroit, Foyait. Die Struktur ist meist richtungslos grobkörnig.

4. Familie der Dioritgesteine. Die Dioritgesteine sind ein Gemenge von Kalknatronfeldspat und Biotit, Hornblende oder Augit. Quarz ist vorhanden oder fehlt. Der Hornblendediorit oder Diorit schlechthin und ebenso das entsprechende quarzhaltige Gestein, der Quarzdiorit, ist häufig, nicht selten ebenfalls der Glimmerdiorit und Quarzglimmerdiorit, selten dagegen der Quarzaugitdiorit und der Augitdiorit. Die Struktur ist gleichmäßig körnig, granitähnlich und dicht, mitunter porphyrartig. Die Zerklüftung ist meist unregelmäßig, dazwischen auch säulenförmig; kugelige Absonderungen kommen vor. Das Gestein tritt in Stöcken oder Gängen auf, aber auch (selten) in Lagern zwischen Sedimenten. Eine Varietät ist der Tonalit, ein hornblendereicher Quarzglimmerdiorit.

5. Familie der Gabbrogesteine. Die Gesteine sind wesentlich ein Gemenge von Kalknatronfeldspat (Labradorit oder Anorthit) und Diallag oder ihm sehr nahe stehendem monoklinem Pyroxen; sie vermitteln zwischen den Augitdioriten und den Diabasen. Die eigentlichen Gabbros sind Plagioklas-Diallaggesteine; die Plagioklas-Bronzit- oder Hypersthengesteine heißen Norite. Olivingabbro und Olivin-Norit heißen die olivinhaltigen Varietäten. Die Struktur ist typisch richtungslos körnig und zwar meist grobkörnig. Gabbro kommt noch in alttertiären Ablagerungen in durchgreifender Lagerung vor.

6. Familie der Diabase. Sie umfasst die Plagioklas-Augitgesteine. Unterschieden werden die sehr häufigen eigentlichen (olivinfreien) Diabase und die viel selteneren Olivin-Diabase. Die Stellung dieser Gesteine machte

bei der Klassifikation große Schwierigkeit, weil hier eine Reihe von Eigenschaften der Ergussgesteine sich neben solchen der Tiefengesteine zeigen. Den Tiefengesteinen entspricht das Nacheinander der krystallinen Ausscheidungen, an Ergussgesteine erinnert die Häufigkeit von Glaseinschlüssen und die bei den dichten Abarten häufige Fluidalstruktur. Auch das entschieden vorherrschende Auftreten in Lagern inmitten der Sedimentgesteine ist sonst den Tiefengesteinen fremd. Es dürfte daher wohl ein Teil der Gesteine dieser Familie als echte Tiefengesteine, ein anderer aber als Ergussgesteine zu betrachten sein. Die Struktur schwankt zwischen körnig und dicht. Häufig ist Absonderung, besonders die unregelmäßig polyedrische; auch die kugelige kommt vor. Zu dieser Familie gehört auch der Ophit und der Teschenit z. T.

7. Familie der Theralite. Charakteristisch ist die Kombination Plagioklas-Nephelin. Die Gesteine sind sehr selten.

8. Familie der Peridotite (Olivingesteine). Unter diesem Namen fasst Rosenbusch alle Tiefengesteine zusammen, denen Feldspat als Gemengteil fehlt und die gleichzeitig in der Regel durch reichen Gehalt an Olivin ausgezeichnet sind. Hierher gehört der Pikrit, der seiner Zusammensetzung nach kurz als ein feldspatfreier Olivindiabas bezeichnet werden könnte (Gemengteile Olivin und Augit mit Magnetit). Der Pikrit ist immer stark verändert, der Olivin z. T. in Serpentin, der Augit z. T. in Chlorit verwandelt. Als Wehrlit werden die Gesteine bezeichnet, die man kurz als feldspatfreie Olivingabbros charakterisieren kann (Gemengteile Olivin, Diallag und Hornblende). Harzburgite sind Gesteine aus Olivin, Enstatit und Bronzit (also wenn man will feldspatfreie Olivin-Norite); sie sind fast ganz serpentinisiert. Die Lherzolithe bestehen aus Olivin, Diallag und einem rhombischen Pyroxen; hierher gehört auch das früher Olivinfels genannte Gestein. Zu der Gruppe der Peridotite muss auch ein großer Teil der Serpentine gerechnet werden, die durch Zersetzung, besonders des Olivins, entstanden sind.

II. Klasse: Ganggesteine.

Die große Mehrzahl des Tiefengesteins tritt auch in Gängen auf; allein außerdem trifft man in Gangform Gesteine, die weder unter den Ergussgesteinen noch unter den Tiefengesteinen genau ihresgleichen haben. Es sind dies die folgenden Gruppen:

1. Gruppe der granitischen Ganggesteine. Hier ist nur der Muscovitgranit oder Aplit zu nennen, ein Granit, der nur weißen Glimmer und keinen dunkeln besitzt. Seine Struktur ist dichter als die der anderen Granite.

2. Gruppe der granitporphyrischen Ganggesteine. Charakteristisch ist eine hellfarbige, weißliche, grünliche, rötliche bis braune, oder graue feinkörnige Grundmasse, in der mehr oder weniger zahlreiche

Einsprenglinge der nicht eisenhaltigen Gemengteile von größeren Dimensionen liegen. Die Struktur ist also porphyrisch. Granitporphyre heißen die Glieder dieser Gruppe, wo neben Alkalifeldspat auch Quarz unter den Einsprenglingen auftritt; fehlt der Quarz, so heißt das Gestein Syenitporphyr; treten neben den Alkalifeldspäten Nephelineinsprenglinge auf, so spricht man von Elaeolithporphyr. Sind die Einsprenglinge Kalknatronfeldspäte, so hat man es mit einem Dioritporphyrit*) zu thun.

3. Gruppe der lamprophyrischen Gesteine. Hierher gehören Ganggesteine von einer, teils dem Syenit-, teils dem Diorittypus entsprechenden mineralogischen Zusammensetzung, die makroskopisch feinkörnig bis dicht sind oder porphyrische Struktur haben. Immer sind es die eisenhaltigen Mineralien der Glimmer-, Amphibol- und Pyroxengruppe, die die Einsprenglinge bilden. Die Farbe ist im frischen Zustande grau bis schwarz, die Neigung zur Verwitterung sehr groß. Bei den syenitischen Lamprophyren treten zum Alkalifeldspat Glimmer, Hornblende und Augit; die biotitreiche Abart bildet die Minette, die biotitfreie oder doch biotitarme die Vogesite. Bei den dioritischen Lamprophyren ist der Alkalifeldspat durch Kalknatronfeldspat ersetzt. Die Abart mit reichlichem dunklem Glimmer heißt Kersantit; die Einsprenglinge sind hier Biotit.

III. Klasse: Ergussgesteine.

Die Ergussgesteine werden außer durch ihre Ablagerung in Decken oder Strömen, die allein sie schon als regelrechte Laven kennzeichnet, durch einige andere wichtige Eigenschaften charakterisiert; es sind das vor allem die große Häufigkeit der porphyrischen Struktur und der Fluidalstruktur, ferner das Auftreten von amorphen Partieen und von Hohlräumen, das als Folge der Gasentweichungen erscheint, und nicht am wenigsten die Begleitung durch lockere Auswurfmassen oder Tuffe; diese sind nichts anderes als Lavamassen, die beim plötzlichen, explosionsartigen Entweichen der Gase fein zerstäubt und in die Höhe geschleudert und rings umher abgelagert worden sind. Die Beziehungen zu Eruptionscentren, also zu Vulkanen, lassen sich bei den jüngeren (tertiären und posttertiären) Ergussgesteinen in der Regel noch sehr gut nachweisen. Bei den alten Ergussgesteinen geht das nicht mehr, weil hier zu gewaltige Zerstörungen seit ihrer Ablagerung vor sich gegangen sind. Demnach unterscheidet man paläovulkanische oder vortertiäre Ergussgesteine und neovulkanische oder tertiäre und posttertiäre Ergussgesteine. Diese Unterscheidung rechtfertigt sich auch durch größere Differenzen in der Ausbildung.

*) In neuerer Zeit gebraucht man den Ausdruck Porphyr nur für gewisse Formen der Alkalifeldspatgesteine, für entsprechende Formen der Kalknatronfeldspatgesteine dagegen den Ausdruck Porphyrit.

Paläovulkanische Ergussgesteine.

1. Familie der Quarzporphyre. Sie sind die effusiven Äquivalente der Granitgesteine und bestehen hauptsächlich aus Quarz und Alkalifeldspat; ihre Struktur ist porphyrisch und oft sehr schön fluidal. Die Einsprenglinge — Quarz, Feldspat, oft kleine Mengen von Glimmer, Amphibol und Pyroxen — liegen in einer dichten Grundmasse meist von rötlichgrauer oder hellbraunroter Farbe; doch kommen fast alle Farben vor. Unter dem Mikroskop erweist sich dieselbe als mikrokrystallinisch bis glasig. Die Mikrogranitporphyre (Rosenbuschs Mikrogranite), desgleichen die Granophyre sind Quarzporphyre mit deutlich mikrokrystallinischer Grundmasse. Ist die Grundmasse mikrofelsitisch, d. h. besteht sie nur aus unvollkommen individualisierten Massen von Quarz und Feldspat, so spricht man von Felsophyren; sie bilden die Hauptmasse der Quarzporphyre. Bei den Vitrophyren ist die Grundmasse im wesentlichen rein glasig. Hierher gehören die Pechsteine (Einsprenglinge mikroskopisch) und Pechsteinporphyre (Einsprenglinge makroskopisch).

Die Gesteine zeichnen sich durch große Härte und Widerstandsfähigkeit gegen chemische Verwitterung aus. Absonderung in unregelmäßig polyedrische Stücke ist überaus verbreitet; auch eine solche in Platten kommt vor; seltener ist die säulenförmige Absonderung. Die Lagerung ist deckenförmig und gangförmig.

2. Familie der quarzfreien Porphyre. Sie bilden die Ergussform des Syenites; quarzfrei heißen sie nur, weil Quarz unter den Einsprenglingen fehlt. In der Grundmasse findet er sich, wenn er auch stark hinter dem Alkalifeldspat zurücktritt. Dazu gesellen sich Mineralien der Glimmer-, Amphibol- oder Augitgruppe. Hierher gehören auch die Keratophyre, deren Hauptfeldspat nicht der Orthoklas, sondern ein natronreicher Alkalifeldspat ist.

3. Familie der Porphyrite. Ihr gehören die Äquivalente der dioritischen Tiefengesteine an. Sie sind ein Gemenge von Kalknatronfeldspat und Glimmer oder Hornblende. Die dioritporphyritischen oder grünsteinähnlichen Porphyrite sind grün gefärbt; die felsitischen oder porphyrähnlichen Porphyrite haben eine Grundmasse, ähnlich der des Quarzporphyrs, von roter, braunroter oder kastanienbrauner Farbe. Die andesitischen Porphyrite gleichen sehr den Andesiten; sie sind meist grau oder schwarzbraun. Die selteneren glasigen Ausbildungen heißen Vitrophyrite. Je nach den Einsprenglingen werden unterschieden Glimmerporphyrit, Hornblendeporphyrit und Enstatitporphyrit. Finden sich auch Quarzeinspringlinge, so spricht man von Quarzglimmerporphyrit u. s. w.

4. Familie der Augitporphyrite und Melaphyre. Diese Gesteine entsprechen als alte Ergussgesteine den Gabbros und Diabasen; sie sind die alten Äquivalente der Basalte und bestehen wie diese aus Kalknatronfeldspat und Augit. Tritt dazu Olivin, so heißt das Gestein Melaphyr; fehlt Olivin, so hat man es mit Augitporphyrit (Diabasporphyrit)

zu thun. Fehlen dem Augitporphyrit Einsprenglinge, so spricht man von Spiliten. Die Farbe der frischen Gesteine ist dunkel, beim Augitporphyrit grünlichgrau bis schwärzlichgrün, beim Melaphyr schwarz, grünlich-, rötlich- und bräunlichschwarz. Das Vorkommen ist in Decken und Lagern, auch in Gängen.

5. Familie der Pikritporphyrite. Sie erscheinen als Ergussgesteine der Peridotite.

Neovulkanische Ergussgesteine.

6. Familie der Liparite oder Quarztrachyte. Sie vertreten in den jüngeren Formationen die Quarzporphyre. Charakteristisch ist für ihre normale Entwicklung Alkalifeldspat (Sanidin) und Quarz. Sind die Einsprenglinge sehr zahlreich, so wird das Gestein Nevadit genannt. Der häufigste Typus ist der der Liparite im engeren Sinne (Rhyolithe); sie besitzen den Habitus der Quarzporphyre; die Grundmasse ist felsitisch, dazwischen aber nicht kompakt, sondern porös, Thonstein ähnlich; die Einsprenglinge sind wenig zahlreich. Ist die Grundmasse glasig, dabei wasserhaltig, so heißt das Gestein Liparitpechstein. Perlit heißt das rundkörnig und schalig beschaffene wasserhaltige Glas. Der Wassergehalt unterscheidet den Pechstein vom wasserfreien Obsidian. Liparitbimstein ist ein schaumiger Obsidian. Absonderung in Säulenform ist beim Liparit nicht selten, die Lagerung meist stromartig; doch ist Liparit als Lava heutiger Vulkane nicht bekannt.

7. Familie der Trachyte. Die Trachyte sind neovulkanische Ergussgesteine, die den syenitischen Tiefengesteinen und den paläovulkanischen quarzfreien Porphyren entsprechen. Quarz tritt ganz zurück; als Alkalifeldspat dominiert der Sanidin, auch in Form der Einsprenglinge. Die Struktur ist meist porphyrisch. Als Einsprenglinge erscheinen auch Biotit, Amphibol und Augit. Absonderung spielt keine erhebliche Rolle. Der Trachyt weist mehrfach kuppenförmige Lagerung auf, so z. B. am Puy de Dôme, dessen Trachyt den Namen Domit führt. Dann kommt er auch in Strömen vor, ebenso in Gängen und Lakkolithen.

8. Familie der phonolithischen Gesteine. Rosenbusch fasst hier alle Gesteine zusammen, die bei normaler porphyrischer Struktur und bei Abwesenheit von Quarz aus einem Alkalifeldspat (meist Sanidin) und Nephelin oder Leucit oder beiden bestehen. Die Gesteine sind also die Äquivalente der Elaeolithsyenite. Phonolith im engeren Sinne, das häufigste Gestein dieser Familie, enthält Sanidin und Nephelin. Die Sanidin-Leucitgesteine werden als Leucitphonolith gekennzeichnet. Finden sich unter den Einsprenglingen Leucit und Nephelin, so spricht man von Leucitophyren. Der Phonolith setzt sehr oft glocken- oder kegelförmige Berge zusammen.

9. Familie der Dacite. Der Dacit ist das neovulkanische Ergussgestein des quarzhaltigen Diorits, wie der Andesit das Ergussgestein

des quarzfreien Diorits. Als wesentliche Gemengteile enthält er neben Kalknatronfeldspat und Quarz Mineralien der Familie der Biotite, Amphibolite und Pyroxene. Die Erscheinungsform ist sehr mannigfach.

10. Familie der Andesite. Die Andesite sind die neovulkanischen Ergussgesteine der quarzfreien Diorite und z. T. der Gabbros. Im Gegensatz zu den Trachyten herrscht an Stelle des Sanidins Kalknatronfeldspat neben den Einsprenglingen absolut vor; daneben zeigen sich ein oder mehrere Mineralien der Biotit-, Amphibol- oder Pyroxenreihe, aber sie treten hier im Vergleich zu den Basalten stark zurück. Je nachdem, welches dieser farbigen Silikate sich unter den Einsprenglingen zeigt, unterscheidet man Glimmerandesite, Hornblendeandesite, Enstatit- oder Hypersthenandesite und Augitandesite. Die Grundmasse besteht aus einem zum Teil krystallinischen, zum Teil amorphen Material. Auch andesitische Gläser kommen vor. Die Andesite bilden z. T. rundliche Kuppen, z. T. Decken, z. T. Ströme. Rosenbusch stellt hierher auch den Propylit. Das Gestein ist im Gegensatz zum reingrauen Andesit mehr grünlichgrau; vor allem aber erinnert die Struktur sehr an die Dioritporphyrite.

11. Familie der Basalte. Die wesentlichen Gemengteile der basaltischen Gesteine sind Kalknatronfeldspat und Augit, wozu sich meist Olivin gesellt. Nach dem Korn der Grundmasse werden Dolerit (grob- bis mittelkörniger Basalt), Anamesit (makroskopisch feinkörniger Basalt) und Basalt oder dichter Basalt (Feldspatbasalt), nach dem Fehlen oder Vorhandensein des Olivins olivinfreier und olivinhaltiger Basalt unterschieden. Der Basalt ist das verbreitetste junge Ergussgestein und tritt in ausgedehnten Decken, wie auch in Strömen auf. Die säulenförmige Absonderung ist sehr häufig, die Farbe schwärzlich.

12. Familie der Tephrite und Basanite. Diese basaltähnlichen Gesteine gehören als Ergussgesteine den Theralithen zu. Wesentliche Gemengteile sind neben Kalknatronfeldspat Nephelin oder Leucit, ferner Augit. Olivin ist für die Basanite charakteristisch, fehlt jedoch den Tephriten. Glasige Ausbildungen kommen vor. Die wichtigsten Repräsentanten der Leucittephrite und Leucitbasanite (Kalknatronfeldspat und Leucit ohne und mit Olivin) sind die Laven des Vesuv und der Somma. Die Nephelintephrite und -basanite sind auf den canarischen Inseln reich entwickelt.

13. Familie der Leucitgesteine. Paläovulkanische Ergussgesteine oder Tiefengesteine, die diesen neovulkanischen Leucitgesteinen entsprechen würden, fehlen. Ihnen allen mangelt Feldspat, ihre Struktur ist dicht, z. T. porphyrisch. Glieder dieser Familie sind der Leucitit-Basalt, ein Gemenge von Leucit, Augit und Olivin, und der Leucitit, ein Gemenge von Leucit und Augit.

14. Familie der Nephelingesteine. Feldspat fehlt, Nephelin ist wesentlich, ebenso Augit. Auch diese Gesteine sind basaltähnlich. Nephelinbasalt ist ein dichtes Gemenge von Nephelin, Augit und Olivin,

dagegen Nephelinit ein olivinfreies Nephelin-Augitgestein, das Ergussgestein des Ijolith.

15. Familie der Melilithgesteine. Gemengteile des Hauptrepräsentanten, des Melilithbasalts, sind Melilith, Augit und Olivin.

16. Familie der Limburgite und Augitite. Hier findet sich weder ein Feldspat, noch ein feldspatähnliches Mineral als wesentlicher Gemengteil. Der Augitit besteht wesentlich nur aus Augit und Olivin.

B. Schichtgesteine.

Je nach ihrer Struktur lassen sich die Schichtgesteine einteilen in

I. krystallinische Schiefer,

II. Sedimentgesteine krystallinischer oder doch nicht klastischer Beschaffenheit,

III. klastische Gesteine.

I. Krystallinische Schiefer.

Die krystallinischen Schiefer haben mit den massigen Gesteinen die krystallinische Struktur gemeinsam; auch sind es wesentlich die gleichen Mineralien, die sie zusammensetzen, hauptsächlich Quarz, Feldspat, Glimmer, Amphibol und Pyroxen. Unterschieden sind sie von jenen durch ihre Lagerung, die nicht durchgreifend, sondern schichtförmig ist. Ihre Schieferung ist nicht selten Transversalschieferung; oft aber entspricht sie auch der Schichtung.

Die Entstehung der krystallinischen Schiefer ist auch heute noch zum Teil dunkel. Nur für jüngere krystallinische Schiefer, die als Glieder jüngerer sedimentärer Schichtkomplexe auftreten, und vereinzelt wie in Norwegen sogar Fossilien enthalten, ist es sicher gestellt, dass sie ursprünglich klastische Gesteine waren, die nachträglich durch den Druck bei den gebirgsbildenden Processen in krystallinische Schiefer umgewandelt wurden. Dass in der That ein solcher Druck aus einem klastischen Gestein einen krystallinischen Schiefer formen kann, lehren die zahlreichen Fälle aus jüngern Schichten, wo ein normales klastisches Gestein an Stellen, an denen es energisch gefaltet und gestaucht ist, in einen krystallinischen Schiefer übergeht.

Von vielen wird auch für die alten (archäischen) Schiefer eine solche Entstehung angenommen, wobei noch die hohe Temperatur der tieferen Erdschichten und die Anwesenheit überhitzten Wassers zur Erklärung herangezogen werden. Andere halten dagegen an einer ursprünglich krystallinischen Ausbildung der alten Schiefer fest. Sie stützen sich speciell beim Gneis auf die enge petrographische Ähnlichkeit mit dem nachweislich aus einem feurigen Magma erstarrten Granit und wollen in den krystallinischen Schiefern die erste Erstarrungsrinde der ursprünglich feuerflüssigen Erde erkennen. Aller Wahrscheinlichkeit nach haben beide

Anschauungen ihr Richtiges, d. h. ein Teil der krystallinischen Schiefer dürfte der einen, ein anderer der anderen Entstehung sein. In einem großen Teil der Gneise haben wir wohl jedenfalls die erste Erstarrungsrinde der Erde vor uns; schon ihre äußerst gleichmäßige Beschaffenheit an weit entfernten Punkten weist auf eine solche universelle Bildung hin. Dass aber ein anderer Teil der Gneise, sowie die Glimmerschiefer und Phyllite metamorphisierte Sedimentgesteine sind, wird stellenweise durch Konglomeratbänke erwiesen, die in ihnen auftreten, z. B. für den Gneis an der Mittweida in Sachsen. Endlich sind manche krystallinische Schiefer, besonders einzelne Gneise durch Dynamometamorphose aus massigen Gesteinen entstanden.

Wir fassen im Nachfolgenden die einzelnen Arten der krystallinischen Schiefer in mineralogisch wohl unterschiedene Gruppen zusammen.

1. Gesteine mit vorwaltendem Feldspat und Quarz.

Gneis. Wesentliche Gemengteile sind Feldspat (Kalifeldspat und Kalknatron- oder Natronfeldspat), Quarz und Glimmer oder Hornblende. Man unterscheidet Glimmergneis (Biotitgneis, Muskovitgneis, zweiglimmerigen Gneis) und Hornblendegneis, endlich Biotithornblendegneis. Quarz und Feldspat bilden ein körniges Gemenge, das durch einzelne Flasern oder Blätter von parallel verteiltem Glimmer ein schiefriges Gefüge erhält. Seltenere Varietäten sind der Sericitgneis, wo der Glimmer als Sericit auftritt, der Protogingneis der Alpen, wo außer Glimmer ein talk- oder chloritähnliches Mineral als wesentlicher Gemengteil sich zeigt. In einigen allerdings sehr vereinzelten Vorkommnissen führt der Gneis Gerölle anderer Gneisarten; das spricht für eine echt sedimentäre Entstehung dieser Gneise.

Dem Gneis nahe verwandt ist der Granulit; er besteht aus einem schieferigen Gemenge von Feldspat und Quarz und pflegt eingestreut kleine Granaten zu führen; Glimmer fehlt als wesentlicher Bestandteil. Am bekanntesten ist das Vorkommen des Granulits in Sachsen — im sog. sächsischen Mittelgebirge. Ein dichtes feuersteinähnliches geschichtetes Feldspat-Quarzgestein ist die Hälleflinta.

Der echte Gneis mit seinen nahen Verwandten bildet das älteste aller Schichtgesteine und daher die Unterlage für alle jüngeren.

2. Gesteine mit vorwaltendem Glimmer, Chlorit oder Talk.

Der Glimmerschiefer ist ein schieferiges Gemenge von Glimmer und Quarz, deren Mengenverhältnis in dem denkbar weitesten Umfang schwankt. Die Schieferung ist um so vollkommener, je mehr Glimmer vorhanden ist. Der Glimmer bildet förmliche Häute, zwischen denen die Quarzkörner eingelagert sind. Die durch den Glimmer bedingte Farbe des Gesteins wechselt stark. Nach charakteristischen accessorischen Beimengungen werden unterschieden: Granatglimmerschiefer, Epidotglimmer-

schiefer, Eisenglimmerschiefer (mit Eisenglanz), Graphitglimmerschiefer u. s. w. Im Sericitglimmerschiefer ist der Muskovit durch Sericit ersetzt, im Paragonitschiefer durch Paragonit.

Die Schichtung der Glimmerschiefer ist deutlich und entspricht fast immer der Schieferung; Transversalschieferung ist sehr selten. Auch im Glimmerschiefer sind an einigen Punkten, z. B. in Massachusetts, am Shehellian in Schottland, unweit Oschatz in Sachsen, Geröllbänke gefunden worden.

In den Alpen treten nicht selten als Einlagerungen zwischen Glimmerschiefer, Gneis und Chloritschiefer Schiefer auf, die aus einem Gemenge von Quarz (oft nur in sehr kleinen Mengen) und Kalkspat, sowie einem grauen oder silberweißen Glimmer bestehen — sog. Kalkglimmerschiefer.

Der Phyllit ist ein Gestein mit ganz besonders deutlicher Schieferung; meist ist er kryptokrystallinisch, dazwischen mikrokrystallinisch. Nach seinem Äussern steht er in der Mitte zwischen dem Glimmerschiefer und dem gewöhnlichen klastischen Thonschiefer, zwischen denen alle Übergangsstadien vorhanden sind. Glimmer, und zwar Muskovit und Biotit, bildet den Hauptbestandteil des meist grauen Gesteins. Karbonate sind selten. Andere, mehr zurücktretende Gemengteile sind Quarz, Chlorit, Feldspat, auch Eisenerze. Die Spaltungsflächen zeigen des oft sericitartigen Glimmers wegen seidenartigen oder perlmutterartigen Glanz. Transversale Schieferung kommt oft vor, wenn auch nicht so oft, wie bei den jüngern Thonschiefern. Nahe Verwandte und zum Teile nur Varietäten des Phyllits sind der Kalkphyllit und der Sericitphyllit.

Der Chloritschiefer ist ein schuppigschieferiges oder schuppigkörniges Gestein, das aus einem vorwiegend chloritischen Mineral (meist Klinochlor) besteht. In der Regel gesellt sich Quarz, oft auch Feldspat oder Glimmer dazu. Die Farbe ist lauchgrün und schwarzgrün. Die Schieferung ist weniger vollkommen als beim Phyllit — mehr dickschieferig. Eine entsprechende Zusammensetzung hat der Talkschiefer, nur dass an Stelle des Chloritminerals Talkschuppen treten.

3. Amphibolgesteine und andere krystallinische Schiefer.

Nicht selten erscheint in Gneisen eingelagert oder auch mehr selbständig ein bald schieferiges, bald aber auch richtungslos körniges Gestein, das vorwiegend aus gemeiner Hornblende besteht und Amphibolit genannt wird, bei schieferiger Struktur Amphibolschiefer (Hornblendeschiefer), bei körniger Hornblendefels. Ist die Hornblende als Strahlstein entwickelt, so spricht man von Aktinolithschiefer, als Glaukophan — von Glaukophanschiefer.

Ein kaum schieferiges, feldspatfreies Gestein, vorwiegend aus Omphacit und Granat bestehend, ist der Eklogit. Weiter verbreitet ist der Serpentin, ein für das unbewaffnete Auge dichtes, meist unrein grünes Magnesiasilikat mit großem Wassergehalt. Die Struktur ist dazwischen

schieferig, Absonderung in Platten häufig. Doch giebt es auch Serpentine mit durchgreifender Lagerung. Dies so verschiedene Auftreten hängt damit zusammen, dass der Serpentin durch chemische Umwandlung aus verschiedenen Gesteinen, Massengesteinen wie Schichtgesteinen, entsteht. Alle olivinreichen Gesteine wie z. B. der Lherzolith, der Pikrit u. s. w., ferner reine Amphibolgesteine (Strahlstein), olivinführende Hornblende- und Pyroxengesteine, endlich reine Pyroxengesteine können in Serpentin umgewandelt werden.

Graphitschiefer ist ein grob- bis feinschuppiges Gestein, das vorwiegend aus Graphit besteht, daneben aber auch Quarz enthält.

II. Krystallinische oder doch nicht-klastische Sedimentgesteine.

Hierher rechnet man die äußerst verbreiteten Sedimentgesteine, die keine krystallinischen Schiefer, aber auch keine klastischen Gesteine sind. Bei der Mehrzahl ist die Struktur echt krystallinisch; freilich ist sie meist nicht ursprünglich, sondern erst nach Ablagerung des Gesteins entstanden. Das gilt z. B. von vielen Kalksteinen und Quarziten, die ursprünglich klastische Gesteine waren, aber durch einen Umkrystallisationsprocess ihre klastische Struktur ganz verloren und dafür eine krystallinische gewonnen haben. Z. T. gehören auch Gesteine hierher, deren ursprünglich klastische Struktur vollständig verwischt ist, doch ohne dass an deren Stelle eine krystallinische Struktur getreten wäre, wie die Kohle.

1. Das Eis hat als Gestein eine große Verbreitung auf der Erde, als Wassereis auf den Gewässern und als Schnee, Firneis und Gletschereis auf dem Lande. Dank gewisser physikalischer Eigenschaften, ist es fast überall in Bewegung; es wirkt dadurch als gewaltiges Transportmittel für andere Gesteine und trägt nicht unwesentlich zur Ausgestaltung der Formen der Erdoberfläche bei; wir werden deswegen in einem späteren Abschnitt ausführlich davon zu handeln haben. Hier seien nur kurz seine petrographischen Eigenschaften hervorgehoben. Die Struktur des Eises ist immer krystallinisch, obwohl das nur beim Schmelzen für das bloße Auge sichtbar wird. Die Größe der Krystalle schwankt sehr. Grundverschieden sind Wassereis und Landeis. Die beim Gefrieren des Wassers sich bildenden nadelförmigen Eiskrystalle stellen sich alle mit ihren Hauptachsen senkrecht zur Wasseroberfläche; die Struktur des Wassereises ist daher stengelig faserig. Das Landeis dagegen, das aus Schnee entsteht, zeigt richtungslos körnige Struktur: die einzelnen Krystalle sind nicht parallel orientiert, sondern liegen ohne Ordnung durcheinander, wie das ja auch beim Schnee selbst der Fall ist. Je älter das Eis wird, desto größer werden in der Regel die einzelnen Krystalle und desto mehr nimmt der Gehalt an Luft ab, der beim frischgefallenen Schnee sehr groß ist (bis zu 97 Volumprocent). Aus dem Hochschnee bildet sich zuerst durch Abschmelzen der Ecken und Kanten der körnige Firn, später das Firneis, dessen Körner schon größer sind, ferner daraus durch

Druck und abwechselndes Schmelzen und Gefrieren das Gletschereis, dessen Körner auf dem Wege abwärts bis zum Gletscherende immer größer werden und dazwischen einen Durchmesser von mehreren Centimetern erlangen.

2. Steinsalz, Chlornatrium, kommt als Gestein nie rein, sondern immer chemisch und mechanisch durch verschiedene Stoffe verunreinigt vor. Mechanisch beigemengt ist fast immer Thon, ebenso Gyps. Wichtig ist die leichte Löslichkeit des Steinsalzes; daher vermag es sich in regenreichen Gebieten nie auf die Dauer an der Erdoberfläche zu erhalten. Oft aber wird es auch im Innern der Erdkruste von dort cirkulierendem Wasser gelöst. Dadurch bilden sich Hohlräume.

3. Anhydrit und Gyps kommen wie das Steinsalz in mächtigen Stöcken und Lagern vor, Anhydrit aber in der Regel nicht an der Oberfläche der Erde, sondern nur in einiger Tiefe; an der Oberfläche hat er sich fast durchweg durch Wasseraufnahme in Gyps verwandelt. Da mit der Wasseraufnahme eine starke Vergrößerung des Volumens Hand in Hand geht, so ist solcher aus Anhydrit entstandener Gyps in der Regel zerknittert und man trifft in seiner Nachbarschaft durch ihn veranlasst regelrechte Dislokationserscheinungen. Beide Gesteine, besonders der Gyps, sind sehr weich: Anhydrit Härte 3 — 3.5, Gyps Härte 1.5 — 2. Beide sind im Wasser löslich, vor allem bei Anwesenheit von Chlornatrium oder Natronsulfat. Daher bilden sich im Gyps oder Anhydrit oft Hohlräume. Die Farbe ist meist licht, doch oft durch Beimengung von Thon und Mergel, die selten fehlen, dunkler. Die Schichtung ist in der Regel nicht deutlich.

4. Der Kalkstein ist ein Aggregat von Kalkspat, der stets krystallinisch entwickelt ist. Aber nur der ganz reine Kalkstein besteht ausschließlich daraus. Meist ist er durch kohlensaure Magnesia, kohlensaures Eisenoxydul, auch durch Kieselsäure, Thonerde, Eisenoxyd oder Eisenoxydhydrat verunreinigt. Dabei verursachen Eisenoxyd und Eisenoxydhydrat eine ockergelbe bis braunrote Färbung, Beimengung von kohligen oder bituminösen Substanzen eine dunkle Färbung.

Je nach der Struktur werden unterschieden: der körnige Kalkstein oder Marmor; der dichte Kalkstein; der oolithische Kalkstein, der ganz aus rundlichen Kalkkörnern von Hirsekorn- bis Erbsengröße mit konzentrischschaliger oder auch radialfaseriger Beschaffenheit besteht; der poröse Kalkstein (Travertin, Kalktuff); die Kreide, ein feinerdiger, weicher, oft abfärbender kohlensaurer Kalk, bestehend hauptsächlich aus den Schalenüberresten von Foraminiferen, nicht amorph, sondern krystallinisch u. s. f. Der Kalkstein ist eines der am weitesten verbreiteten Gesteine. Seine Härte ist geringer als die der Mehrzahl der Eruptivgesteine; bedeutend ist, dank seiner starken Zerklüftung, seine Durchlässigkeit für Wasser. Diese Durchlässigkeit im Verein mit seiner Löslichkeit in Wasser, das Kohlensäure, wenn auch nur in geringen Mengen, enthält, sind für die Rolle, die der Kalkstein an der Erdoberfläche spielt, von größter Bedeutung.

Dem Kalkstein nahe verwandt ist der Dolomit, der in seiner verhältnismäßig seltenen typischen Ausbildung zu gleichen Teilen aus kohlensaurem Kalk und kohlensaurer Magnesia besteht, also ein Aggregat von Dolomitspatkrystallen ist. Sehr oft aber ist das Mengenverhältnis derart, dass der kohlensaure Kalk über die kohlensaure Magnesia das Übergewicht hat; in diesem Fall muss das Gestein als ein Gemenge von Kalkspat- und Dolomitspatkrystallen aufgefasst werden; man spricht dann wohl von dolomitischem Kalkstein. Was von der Färbung der Kalksteine gesagt wurde, gilt auch hier. Man unterscheidet körnigen Dolomit, kavernösen Dolomit (Zellendolomit, Rauchwacke) und dichten Dolomit. Die Neigung zu Zerklüftung, die Durchlässigkeit und Löslichkeit sind nicht wesentlich anders als beim Kalkstein.

5. Durch seine große Härte und Unlöslichkeit ausgezeichnet ist der Quarzit, eine körnige bis dichte Quarzmasse von meist grobsplittrigem Bruch und weißer Farbe. Die Struktur ist immer krystallinisch. Je nach dem Korn unterscheidet man körnigen Quarzit und dichten Quarzit. Ist das Gestein, in der Regel durch silberweißen Glimmer, schieferig, so spricht man von Quarzschiefer. Entstanden ist der Quarzit wohl meist aus Sandstein. Durch Härte und mineralische Zusammensetzung nahe verwandt, doch von kryptokrystallinischer Struktur sind der Kieselschiefer (dunkel), der Hornstein und der Feuerstein, der in Knollen in der Kreide massenhaft vorkommt. Kieselsinter und Kieseltuff sind ganz lockere, kavernöse, z. T. erdige Absätze heißer Quellen, Polierschiefer und Kieselguhr verfestigte, bezw. unverfestigte Anhäufungen von Kieselpanzern der Diatomeen.

6. Eine Reihe von wichtigen Eisenerzen, die z. T. in großen Lagern vorkommen, seien hier nur kurz genannt: Roteisenstein, Brauneisenstein, Eisenoolith, Bohnerz (kugelig struierte, mit Thon vermengte Brauneisenerze), Eisenspat oder Sphärosiderit, zu dem auch der Kohleneisenstein, das berühmte englische Blackband gehört, endlich der Magneteisenstein.

7. Kohlen sind Gesteine, die fast ganz oder doch vorwiegend aus nichtkrystallinischem Kohlenstoff bestehen und gleichzeitig in komplicierten Verbindungen Wasserstoff und Stickstoff enthalten. Nach dem Reichtum an Kohlenstoff unterscheidet man: Anthracit, Steinkohle, Braunkohle und Torf. Anthracit und Steinkohle als die kohlenstoffreichsten sind zugleich auch die ältesten. Die Pflanzensubstanz, aus der die Kohle entstanden ist, ist beim Torf und bei der Braunkohle noch gut zu erkennen und auch bei der Steinkohle, wenn auch erst durch gewisse Kunstgriffe, oft gefunden worden.

Im Anhang zu den Kohlengesteinen sei noch der Asphalt genannt, ein schwarzes, fettartig glänzendes, pechähnliches Gestein, das bei 100° schmilzt, ferner die Erdöle (Naphtha, Petroleum), endlich der Guano, im wesentlichen das Produkt trockener Verwesung von aufgehäuften Exkrementen verschiedener Seevögel.

III. Klastische Gesteine.

Die klastischen Gesteine bestehen vorzugsweise aus Trümmern anderer vorher existierender Gesteine. Wir sehen ihre Bildung heute noch weiter erfolgen und werden bei der Schilderung der Vorgänge an der Erdoberfläche ausführlich von ihnen zu sprechen haben.

1. Klastische Gesteine vulkanischen Ursprungs. Es giebt unverfestigte und verfestigte vulkanische Trümmergesteine. Zu den ersteren gehören die vulkanischen Aschen, Sande, Bomben und Blöcke, die oft in großen Massen aufeinander gehäuft sind. Sie sind die Trümmer von Lavamassen, die bei der Eruption durch Explosionen zerstäubt wurden. Locker verfestigt sind dagegen die vulkanischen Tuffe, einschließlich des Trass — eigentlich nichts anderes als vulkanische Auswürflinge, die mit Wasser gemengt einen Schlamm bildeten, der bald erstarrte. Tuffe sowohl wie Aschen besitzen bald deutliche Schichtung, bald fehlt eine solche. Je nach dem Gestein, dessen Zerstäubung das Material liefert, spricht man von Porphyrtuff, Porphyrittuff, Liparittuff, Trachyttuff, Phonolithtuff, Basalttuff.

2. Klastische Gesteine nicht vulkanischen Ursprungs. Auch sie kommen sowohl unverfestigt als auch durch ein Bindemittel zusammengebacken vor. Dieses Bindemittel ist bald Kalkspat, bald Kieselsäure, dann aber auch nicht selten Eisenschuss. Die verschiedensten Gesteine können Trümmer geliefert haben. Man teilt die klastischen Gesteine nach der Größe der Trümmer, aus denen sie bestehen, ein in Psephite, Psammite und Pelite.

Psephite. Sind die Trümmer verhältnismäßig groß, eckig und kantig, dabei aber nicht zusammengebacken, so hat man es mit Schutt zu thun, wie er z. B. aus der Verwitterung steiler Hänge im Gebirge entsteht. Ein cementierter Schutt heißt Breccie. Trümmer, die gerundet sind, bezeichnet man als Geröll oder Geschiebe, auch als Kies und Schotter; jede Kiesbank im Fluß bietet ein Beispiel. Sind die Gerölle zusammengebacken, so liegt ein Konglomerat oder eine Nagelfluh vor.

Hauptrepräsentant der Psammite ist der Quarzsand und der Quarz-Sandstein oder gewöhnliche Sandstein, d. h. der verfestigte Quarzsand. Es giebt zwar Sande, die nicht nur aus Quarz bestehen, aber sie treten stark zurück. Ein Sandstein, der aus Körnern von Feldspat, Quarz und Glimmer, also den Mineralien des Granits und des Gneises besteht, heißt Arkose. Ein Sandstein aus Fragmenten der verschiedensten Gesteine ist die Grauwacke.

Zu den Peliten gehören die ganz feinkörnigen Trümmergesteine, zunächst der Schlamm, ein unverfestigtes Haufwerk von so feinen Mineralpartikelchen, dass sie, im Wasser aufgerührt, lange schwebend bleiben. Die Partikel sind das Zerreibsel vorher existierender Gesteine; unter ihnen finden sich Quarz, Kalkstein, Glimmer u. s. w. In der Regel sind dem Schlamm auch thonige Partikel, die aus der Zersetzung der Feldspatgesteine entstehen, beigemengt.

Diesem auf mechanischem Weg entstandenen Schlamm, z. B. dem Schlamm der Gletscherbäche, stehen eine Reihe von Gesteinen gegenüber die als Rückstände der chemischen Verwitterung von Feldspatgesteinen erscheinen: der Kaolin, ein sehr reiner Thon; der Thon selbst (wasserhaltiges Thonerdesilikat), der immer etwas durch Kalk, auch durch Eisen und Quarzsand verunreinigt ist; der Lehm, ein durch Sand verunreinigter und durch Eisenoxydhydrat gelb oder braun gefärbter Thon; der Laterit, ein stark eisenschüssiger Lehm, in dem noch Überreste der zersetzten Gesteine stecken und der in den Tropen den Lehm vertritt; endlich der Löss, ein kalkhaltiger, poröser Lehm. Alle diese Gesteine sind gar nicht oder sehr locker verfestigt.

Ein schon etwas verfestigtes und gleichzeitig ausgezeichnet schieferig gewordenes Gemenge von Schlamm und Thon ist der Schieferthon; aus ihm entsteht durch noch weitergehende Verfestigung der Thonschiefer, bei dem die klastische Natur vieler Gemengteile sich schon zu verschleiern beginnt; er zeichnet sich oft durch vorzügliche Transversalschieferung aus. Ein verfestigtes Gemenge von Thon und Kalkschlamm heißt Mergel.

Die Lagerung der Gesteine in der Erdrinde.

(Geotektonik.)

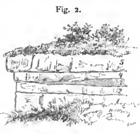
Wir hatten schon Gelegenheit, von der Lagerung der Gesteine zu sprechen, als wir den Gegensatz zwischen den Schichtgesteinen und den Massengesteinen schilderten. Die schichtförmige Lagerung ist jenen eigen, die durchgreifende diesen. Wir müssen nunmehr etwas ausführlicher darauf eingehen.

Ungestörte Lagerung der Schichtgesteine. Die Auflagerung ist das normale Lagerungsverhältnis der Schichtgesteine: eine Gesteinschicht liegt auf der andern. Die einzelnen Schichten können einander vollkommen gleich oder auch verschieden sein. Wenn dabei eine oder auch mehrere mineralisch fremdartige Schichten in eine sonst einheitliche Schichtreihe eingelagert sind, so bezeichnet man diese Schichten, besonders wenn sie technisch verwertbar sind, als Flötze oder, wenn sie in ihrem Auftreten begrenzt sind, als Lager. So trifft man Kalksteinlager mitten im Gneis, Kohlenflötze im Kohlensandstein.

Die Unterlage, auf der eine Schicht liegt, heißt ihr Liegendes, die Gesteinsmasse dagegen, die auf ihr liegt, ihr Hangendes. So ist Schicht 4 in Fig. 2 das Hangende, Schicht 2 das Liegende von Schicht 3. Die Dicke einer Schicht, gemessen in der Richtung senkrecht auf die Schichtflächen, heißt ihre Mächtigkeit. Eine besonders mächtige Schicht inmitten weniger mächtiger bezeichnet man als Bank.

In der Regel behält eine Schicht ihre Mächtigkeit auf große Entfernungen hin bei; nicht selten aber schwillt sie an und nimmt wieder ab. Wird eine Schicht, wie Schicht 3 in Fig. 2, nach einer Richtung hin immer dünner und dünner, bis sie endlich ganz aufhört, sodass Liegendes und Hangendes zusammentreffen, so sagt man: die Schicht keilt sich aus. Das Auskeilen lässt sich in der Regel nur auf größeren Strecken und selten in einem einzigen Aufschluss beobachten. Viel häufiger endigt eine Schicht ohne Auskeilen durch plötzliches Absetzen an einem anderen Gestein oder an der Erdoberfläche. Man spricht dann von dem Ausstreichen oder dem Ausbeißen der Schicht. So streichen die Schichten 1, 2, 4, 5 in Fig. 2 nach links hin aus. Die äußersten Teile solcher ausstreichender Schichten bezeichnet man als ihr Ausgehendes oder auch, wenn die Schichten aufrecht stehen, als ihre Schichtköpfe.

Fig. 2.



Schichtensystem.

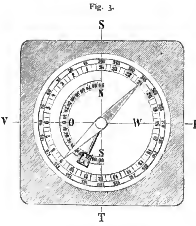
Gestörte Lagerung der Schichtgesteine. Die ursprüngliche Lage aller sedimentären Gesteine mit ganz wenigen Ausnahmen ist als Folge ihrer Ablagerung horizontal. Wo wir daher eine schiefe oder geneigte Stellung der Schichten wahrnehmen, da befinden sie sich fast immer nicht mehr in ihrer ursprünglichen Lage, sondern sie haben nach ihrer Ablagerung Störungen oder Dislokationen erlitten. Man bezeichnet sie als dislocierte Schichten im Gegensatz zu den nicht dislocierten Schichten, die ihre ursprüngliche Lage behalten haben.

Die Lage einer dislocierten Schicht ist eindeutig bestimmt durch die Mitteilung ihres Streichens und ihres Fallens. Das Streichen giebt an, in welcher Himmelsrichtung die Schicht sich erstreckt, also ihr Azimut; es ist, anders ausgedrückt, der Winkel, den die Schnittlinie der Schichtebene und der Horizontebene mit dem Meridian des Ortes einschließt. Dieser Winkel wird von Norden im Sinne der Bewegung des Uhrzeigers über Osten nach Süden und Westen gerechnet. Der Bergmann drückt ihn in Stunden aus: Nord = 0° oder Stunde 0, Nord-Ost = 45° oder Stunde 3, Süd = 180° oder Stunde 12 u. s. w. In der wissenschaftlichen Litteratur begegnet man heute solchen Angaben in Stunden nur selten; meist wird direkt die Himmelsrichtung des Streichens durch Angabe der Grade ausgedrückt, um die das Streichen sich von der Nordsüdrichtung entfernt. N 36° E bedeutet z. B., dass die Schicht von N 36° E nach S 36° W streicht.

Bestimmt wird das Streichen mit dem bergmännischen Kompass (Fig. 3); im Gegensatz zu dem gewöhnlichen Schiffskompass ist er nicht rechtsinnig, sondern widersinnig eingeteilt, d. h. West und Ost sind mit-

einander vertauscht und ebenso geht die Grad- bezw. die Stundeneinteilung dem Zeiger der Uhr entgegen. Man hat dadurch die Möglichkeit, direkt die Stunde des Streichens abzulesen, ohne umrechnen zu müssen. Stellt man nämlich, wie das immer geschehen muss, die der Nordsüdlinie parallele Kante des Kompasses in die Richtung des Streichens, das z. B. NW sei, so stellt sich das Nordende der Nadel 45° rechts vom Nordpunkt auf der Kreiseinteilung ein, d. h. sie spielt auf dem gewöhnlichen Kompass auf NE, auf dem bergmännisch eingeteilten aber auf NW ein. Streicht die Schicht nach SW, so stellt sich die Nadel 135° rechts vom Nordpunkte der Kreiseinteilung ein, also beim gewöhnlichen Kompass auf SE, beim bergmännischen dagegen auf SW u. s. f. Um aus der Beobachtung das wirkliche, d. h. auf den astronomischen Meridian bezogene Streichen zu erhalten, muss noch die Deklination der Magnetnadel in Rechnung gebracht werden. Das geschieht in Europa, wo ja die Deklination westlich ist*), indem man den Betrag der Deklination einfach von der in Graden erhaltenen Beobachtung abzieht. Demnach würde das wirkliche Streichen der Schicht, gefunden aus der Stellung der Nadel im Kompass Fig. 3, an einem Ort Mitteleuropas mit einer Deklination von 15 Graden sein: Stunde 20 oder 300° oder am besten und einfachsten N 60° W.

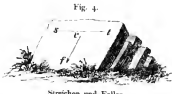
Fig. 3.



Bergmännischer Kompass.

Unter Fallen (auch Einfallen oder Verflächen) einer Schicht versteht man deren Neigung gegen die Ebene des Horizontes, d. i. den Winkel, den eine in der Schichtfläche auf der Streichungslinie ($s - t$ in Fig. 4) senkrecht stehende Linie (die Fallinie $v - f$) mit der horizontalen Ebene einschliesst. Dieser Winkel wird mit Hilfe des Klinometers, eines an der inneren Fläche des Kompasses angebrachten Senkels, gemessen. Die Fallrichtung bestimmt man mit dem Kompass, indem man die NS-Linie desselben in die Richtung des Fallens hält, so dass der Nordpunkt des Kreises nach

Fig. 4.



Streichen und Fallen.

*) Vgl. die erste Abteilung S. 68.

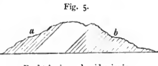
dem Einfallen der Schichtflächen gerichtet ist, und dann abliest. Da die Fallrichtung immer senkrecht auf der Richtung des Streichens steht, so hat man immer nur eine der Größen zu beobachten.

Schichten, die ein Einfallen von 0 bis 15° zeigen, heißen schwebende Schichten; beträgt der Fallwinkel 15 bis 45°, so spricht man von flachfallenden Schichten, bei 45 bis 75° von steilfallenden und bei 75 bis 90° von saigern oder auf dem Kopf stehenden Schichten. Sind die Schichten aus ihrer ursprünglich horizontalen Lage noch über die senkrechte Stellung hinaus nach der anderen Richtung hinüber geworfen, sodass das ursprünglich Liegende zum Hangenden ward und umgekehrt, ist also eigentlich der Fallwinkel mehr als 90°, so heißen die Schichten überkippt.

Auf geologischen Karten wird das Streichen und Fallen durch das Zeichen ⋌ oder ⋋ angedeutet. Die Basislinie bezeichnet die Richtung des Streichens, die darauf senkrechte Linie (Pfeil) die Richtung des Fallens, während der Winkel des Fallens in Graden neben den Pfeil geschrieben wird. ←→ bezeichnet saiger, + horizontal gelagerte Schichten.

Rechtsinnig oder vom Gebirge ab fallen die Schichten, wenn sie dem Berggehänge konform liegen oder doch in gleicher Richtung fallen (wie bei *a* in Fig. 5); widersinnig, wenn sie gegen das Gehänge zu fallen (wie bei *b*).

Fig. 5.



Rechtsinnig und widersinnig.

Konkordante und diskordante Lagerung. Liegen die Schichten parallel eine auf der anderen, so ist das das Zeichen für einen kontinuierlich erfolgten Absatz derselben. Man nennt eine solche Lagerung gleichförmig, konkordant, auch konform. Ob dabei die Schichten heute noch so liegen, wie sie sich abgelagert haben, oder ob sie nachträglich gestört sind, ist gleichgültig. Denn auch wenn nach ihrer Ablagerung die ganze Schichtreihe aufgerichtet, zerbrochen und die einzelnen Stücke gegen einander verschoben oder gefaltet wurden, entspricht doch in der Regel einem Stück einer Schicht ein parallel gestelltes Stück jeder anderen Schicht. Jede Schicht einer konkordanten Schichtreihe zeigt das gleiche Streichen und Fallen wie ihre hangenden und liegenden Schichten. Die Lagerung einer konkordanten Schichtserie bleibt also immer konkordant. (Fig. 6). Wenn aber an einen Komplex von untereinander parallelen Schichten oder auch über deren Schichtköpfe hinweg sich ein Komplex anderer, unter sich wieder paralleler Schichten an- bezw. auflegt, so spricht man von diskordanter oder ungleichförmiger Lagerung. Streichen

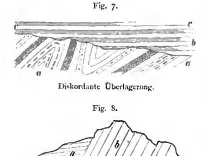
Fig. 6.

Konkordante Schichten.

und Fallen ist hier in einem Schichtkomplex ganz anders als im anderen. Es trat nach Ablagerung der älteren Schichten eine Verschiebung (Dislokation) ein, die sie aus ihrer ursprünglichen Lage heraus hob, und erst darauf lagerten sich die Schichten des jüngern Komplexes ab. Die Ablagerung erfolgte also nicht kontinuierlich.

Die diskordante Lagerung kann verschieden sein. Liegen die jüngern Schichten auf den Schichtköpfen oder dem Ausgehenden der ältern auf, sie ganz bedeckend, so spricht man von einer diskordanten Überlagerung; Fig. 7 zeigt eine solche. Es wurden zuerst, untereinander konkordant, die Schichten *a* abgelagert, dann steilgestellt und erst hierauf die Schichten *b* und *c* abgesetzt. Greift die jüngere Schicht über den Verbreitungsbezirk der ältern hinaus, so ist die Lagerung übergreifend oder transgredierend; transgredierende Lagerung ist bei im Meer abgesetzten Schichten immer ein Beweis für ein Übergreifen des Meeres auf Flächen, die unmittelbar vorher Land waren. Ist der Verbreitungsbezirk der jüngeren Schicht *(a)* kleiner als der der älteren *(b)*, so liegt eine Anlagerung vor wie sie Fig. 8 zeigt. Ragen die ältern Schichten inselartig aus den jüngern heraus, so hat man es mit einer Umlagerung zu thun.

Fig. 7.



Diskordante Überlagerung.

Fig. 8.

Diskordante Anlagerung.

Es leuchtet ein, dass aus solchen Diskordanzen zuverlässige Schlüsse auf das relative Alter der Aufrichtungen, Biegungen, Zertrümmerungen oder kurz der Dislokationen der Schichten gezogen werden können. In der That ist dieses zuerst von Elie de Beaumont benutzte Mittel vorzüglich, um das Alter von Gebirgen, die ihre Entstehung Dislokationen verdanken, zu bestimmen. In den Alpen sind z. B. alle Schichten bis einschließlich der miocänen dislociert, die pliocänen Ablagerungen am Südfuß und die Diluvialgebilde dagegen nicht. Daher geschah die letzte Aufrichtung der Alpen am Schluss der Miocänepoche und vor Beginn der Pliocänepoche.

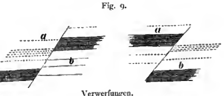
Von den Arten der Dislokationen.*) Überblickt man die Gesamtheit der Störungen, die die Schichten der Erdrinde erlitten haben, so zeigt sich trotz der großen Verschiedenheit der Einzelerscheinungen, dass

*) Eine treffliche Zusammenstellung der Dislokationen und ihrer Benennungen findet man in A. Heim und E. de Margerie: Die Dislokationen der Erdrinde. Versuch einer Definition und Bezeichnung. Zürich, 1888. Unsere Abbildungen Fig. 7, 9—15 und 17 sind diesem Werk entlehnt.

sich alle auf zwei Grundtypen zurückführen lassen, auf die Verwerfung und die Falte.

Verwerfungen. Geht man, etwa in einem Kohlenbergwerk, einem Flötz nach, so sieht man oft, wie es plötzlich ausbeißt: es stößt an Schichten an, die erst weit über ihm folgen oder unter ihm liegen sollten. Das Gleiche ist mit den hangenden und mit den liegenden Schichten der Fall. Sucht man nach der Fortsetzung des Flötzes, so findet man sie höher oder tiefer unten. Die Kontinuität der Schichten ist durch einen Bruch gestört, und an diesem Bruch haben sich die Schichtenkomplexe verschoben. Eine solche entlang eines Bruches erfolgte Verschiebung bezeichnet man als Verwerfung. Die beiden gegeneinander verschobenen Teile heißen die Flügel der Verwerfung (*a* u. *b* in Fig. 9). Der Betrag der Verwerfung wird durch die vertikale Sprunghöhe oder Sprunghöhe schlechthin gemessen. Man versteht darunter die Höhendifferenz zwischen dem Ausgehenden derselben Schicht zu beiden Seiten der Verwerfung, gemessen in der Vertikalen. An die Erdoberfläche tritt die Verwerfung in einer Linie von vorwiegend gerader Erstreckung.

Fig. 9.

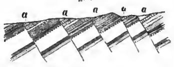


Verwerfungen.
Links: normale Verwerfung; rechts: Aufschiebung.

Der Bruch, an dem die Verwerfung erfolgte, auch die Verwerfungskluft, Verwerfungsfläche oder nach ihrem linearen Ausgehen an der Oberfläche Bruchlinie genannt, ist nur in seltenen Fällen eine offene Kluft, sondern meist geschlossen, d. h. beide Flügel berühren einander ganz dicht, oder es schaltet sich zwischen sie ein Trümmerwerk ein, das durch das Zerreiben der unter großem Druck sich gegeneinander verschiebenden Flügel der Verwerfung entstand (Reibungsbreccie). Berühren sich die Flügel direkt, ohne Reibungsbreccie, so zeigen ihre Begrenzungsflächen nicht selten als Folge der Reibung bei der Verschiebung der Flügel gegeneinander schöne Politur; man bezeichnet solche polierte Verwerfungsflächen als Rutschflächen oder Harnische. Ihr Aussehen lässt sich am besten mit dem Aussehen eines Stückes Butter vergleichen, über das man mit einem schartigen Messer hinweg gestrichen hat. Die Verwerfungsfläche kann vertikal stehen oder geneigt sein — einfallen. Bei vertikaler Verwerfungsfläche sind beide Flügel einander ganz gleichwertig, bei geneigter aber nicht mehr. Der im Hangenden der Kluft befindliche Flügel (*a* in Fig. 9) heißt der Hangendflügel, der andere der Liegendflügel. Bei den normalen Verwerfungen ist der Hangendflügel im Vergleich zum Liegendflügel gesunken (Fig. 9 links); ist er relativ gehoben (Fig. 9 rechts), so hat man keine normale Verwerfung mehr vor sich, sondern eine Aufschiebung oder Überschiebung (vgl. S. 38).

Nicht unwichtig ist, ob die Verwerfungsfläche in gleicher Richtung, rechtsinnig, fällt wie die Schichten oder in entgegengesetzter, widersinnig. Bei rechtsinnigem Fallen vergrößert eine normale Verwerfung die Niveaudifferenzen, welche innerhalb der Schichten durch deren bloße Neigung vorhanden sind, bei widersinnigem verkleinert sie dieselben (Fig. 10).

Fig. 10.



a, a widersinnig fallende Verwerfungen.

Eine sehr häufige Erscheinung ist, dass die Verwerfung zweier Tafeln nicht an einer, sondern an vielen einander mehr oder minder parallelen Verwerfungsflächen, also durch mehrere kleinere Verwerfungen, erfolgt. Man spricht in diesem Falle von einem Staffelbruch. (Vgl. Fig. 13.) Nicht selten geht eine Verwerfung von großer Sprunghöhe in ihrem Verlauf in mehrere Verwerfungen kleiner Sprunghöhe, also in einen Staffelbruch über. Das Absinken, das dort an einem Bruch stattfand, erfolgte hier staffelförmig.

Nur selten verlaufen die Verwerfungslinien ganz regellos. Meist gelingt es leicht gewisse Systeme in ihrer geographischen Anordnung zu erkennen. Sie ordnen sich in der Regel nach zwei Typen. Beim Typus der Tafelbrüche sind die Verwerfungen mehr oder minder parallel oder leicht divergierend (Fig. 11); ein ausgezeichnetes Beispiel hiefür

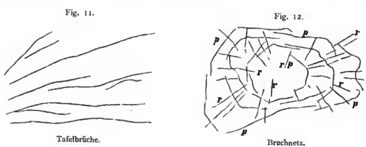


Fig. 11. Tafelbrüche.

Fig. 12. Bruchnetz.

bietet das Tafelland von Utah, das D u t t o n so beredt in Wort und Bild schildert. Den zweiten Typus bilden die Bruchnetze oder Sprungnetze; hier finden sich Brüche verschiedener Richtung, oft schneiden sie sich unter rechten Winkeln; es lassen sich dann peripherische Brüche *(p, p)*, die in ungefähr konzentrischen Zügen verlaufen, und Radialbrüche *(r, r)*, die die ersteren unter rechtem Winkel schneiden, unterscheiden (Fig. 12). Ein Beispiel bietet Süddeutschland zwischen Schwarzwald und Böhmen.

Ein Stück Erdrinde, das sich zwischen zwei Verwerfungen befindet, heißt eine Scholle. Eine allseitig von Brüchen umrissene Scholle, die tektonisch gesprochen, d. h. ganz unabhängig von der heutigen Oberflächengestalt, höher liegt als ihre Umgebung, wird als Horst bezeichnet

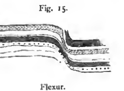
(Fig. 13). Solche Horste sind z. B. Harz und Thüringerwald. Liegt die Scholle dagegen im Vergleich zu ihrer Umgebung tief, so spricht man, wenn sie länglich ist, von einem Graben oder einer Grabenversenkung (Fig. 14), wenn sie mehr oder minder kreisförmig ist, von einem Kesselbruch. Ein treffliches Beispiel eines Grabens bietet die oberrheinische Tiefebene zwischen Schwarzwald und Vogesen, ein nicht minder gutes eines Kesselbruches das thyrrhenische Meer.


Fig. 13. Horst. Fig. 14. Graben.

Verwerfungen sind äußerst häufig und erreichen dazwischen gewaltige Beträge. Man kennt Verwerfungen, deren Sprunghöhe 10, ja 20 *km* und mehr misst. Verwerfungen sind besonders die Dislokationen der Länder mit flacher Schichtenlagerung; doch fehlen sie auch den Faltengebieten nicht. Wo Verwerfungen in großen Scharen vorkommen, da ist die Erdkruste förmlich in kleine Schollen zerhackt, die alle gegeneinander verschoben sind. Ein äußerst komplizierter Gebirgsbau ist die Folge, dessen Einzelheiten nur die allergenaueste Erforschung aufdecken kann, wie sie z. B. in Bergwerken aus praktischen Gründen vollbracht wird.

Den normalen Verwerfungen und den Falten gleichzeitig sehr nahe stehen die Flexuren, sie bilden gleichsam den Übergang zwischen beiden. Auch hier finden sich, wie bei den Verwerfungen, zwei Partieen eines ungefähr horizontalen Schichtenkomplexes in ein verschiedenes Niveau gebracht, die eine Seite gesenkt, die andere gehoben; aber ihr Zusammenhang ist nicht unterbrochen, sondern durch ein gebogenes Mittelstück, den Verbindungsschenkel, erhalten (Fig. 15). Man kann eine Flexur als eine Verwerfung ohne Bruch charakterisieren. Der Verbindungsschenkel zeigt oft Spuren starker Streckung und nicht selten zerreißt er: Die Flexur ist zerrissen. Durch weitere Verschiebung der Flügel geht sie in eine Verwerfung mit geschleppten Rändern über. Zwischen Flexur und normaler Verwerfung giebt es also alle Übergangsformen. Dazwischen sieht man, wie dieselbe Denivellationslinie der Reihe nach hier als Flexur, dort als zerrissene Flexur, dann als Verwerfung mit geschleppten Rändern und noch weiter als reine Verwerfung auftritt.

Fig. 15.

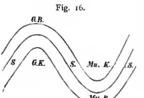

Flexur.

Zu unterscheiden von den echten Verwerfungen sind die Horizontalverschiebungen oder Blattverschiebungen, auch schlechthin Blätter genannt. Es sind das Verwerfungen, bei denen die Verschiebung der Schollen gegeneinander nicht in vertikalem, sondern in horizontalem Sinn und zwar parallel dem Streichen der mehr oder minder senkrecht stehenden Verwerfungskluft erfolgte. Auch hier spricht man von Flügeln der Verschiebung; als Ausmaß der Dislokation dient der Betrag der horizontalen Verschiebung. Auch Horizontalverschiebungen, bei denen der Zusammenhang der Schichten nicht unterbrochen ist, die also genau den Flexuren entsprechen, kommen vor. Blattverschiebungen treten besonders im Faltenland auf und erreichen hier zuweilen Beträge von vielen Kilometern; sie ziehen quer zum Streichen der Schichten. Doch fehlen sie auch im Schollenland nicht; nur sind sie hier schwerer nachzuweisen. Nicht selten sind sie mit echten Verwerfungen verknüpft, d. h. es kombiniert sich mit einer vertikalen Bewegung eine horizontale: der eine Flügel ist z. B. abwärts und zugleich vorwärts verschoben.

Wieder eine andere Art von Verwerfungen, die gleichfalls scharf von den echten Verwerfungen zu trennen sind, bilden die oben schon kurz erwähnten Überschiebungen (Wechsel). Es sind das Verwerfungen entlang eines mehr oder weniger flach einfallenden Bruches, bei denen der hangende Flügel auf den liegenden hinaufgeschoben ist (Fig. 9 rechts). Die Bewegung erfolgte hier wie bei den Blättern, vorwiegend horizontal, aber mehr oder minder senkrecht zum Streichen der Verwerfungskluft. Das Resultat einer Überschiebung ist bei normaler Lagerung, dass ältere Schichten auf jüngere gelangen. Als Maß gilt die Breite der Zone, in der eine Schicht des Hangendflügels über die entsprechende Schicht des Liegendflügels übergreift. Man kennt Überschiebungen bis zu einem Betrag von vielen Kilometern. Auch die Überschiebungen spielen in den Faltengebieten eine große Rolle, wie die Blätter; in den Ländern flacher Schichtlagerung treten sie mehr zurück.

F a l t e n. Ein ganz anderes Bild als die Verwerfungen zeigen die Falten. Die Schichten sind nicht durch Brüche getrennt und dann verschoben, sondern sie sind gebogen, ohne dass ihre Kontinuität unterbrochen worden wäre. Geht die Biegung nach oben, ist also die Falte konvex, so spricht man von einer Antiklinalfalte, einem Sattel oder einem Gewölbe, ist sie konkav, von einer Synklinalfalte oder einer Mulde. Treten ein Gewölbe und eine Mulde zusammen, so bezeichnet man ihre Gesamtheit als vollständige Falte. Fig. 16 stellt einen Querschnitt einer solchen vollständigen Falte dar. Man unterscheidet nach Heims Vorgang bei einer vollständigen Falte eine Reihe von Teilen. Jede Falte hat zunächst 3 Schenkel, in denen sich die Schichten zur Höhe

Fig. 16.



Die Teile einer Falte (Nach Heim).

des Gewölbes emporschwingen (*S, S, S* in Fig. 16), bezw. von der Höhe des Gewölbes zur Tiefe der Mulde herabsteigen. Die inneren Teile eines Gewölbes, die immer aus älteren Schichten bestehen als die Seiten, heißen Gewölbekern *(G. K.)*; die inneren Teile einer Mulde, die aus jüngeren Schichten zusammengesetzt sind, heißen Muldenkern *(Mu. K.)*. Am Scheitel des Gewölbes liegt die Gewölbebiegung *(G. B.)*, in der Tiefe der Mulde die Muldenbiegung *(Mu. B.)*.

Fig. 17.

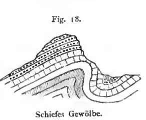


Aufrechtes Gewölbe.

Die Längenausdehnung einer Falte ist immer im Vergleich zu ihrer Breite und Höhe erheblich. Gegen ihre beiden Enden hin flacht sie sich aus, d. h. die Höhe des Gewölbes nimmt ab, ebenso die Tiefe der Mulde.

Sehr oft sind die Falten nicht vollständig erhalten; besonders vom Gewölbe pflegt viel durch Verwitterung und Abspülung entfernt zu sein. Doch kann man an den vorhandenen Überresten die Form des Gewölbes oft noch gut erkennen. In den geologischen Profilen ergänzt man das Fehlende durch sogenannte Luftsättel (Fig. 19 die punktierten Linien).

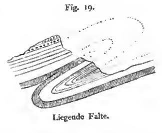
Fig. 18.



Schiefes Gewölbe.

Je nach der Stellung des Gewölbes unterscheidet man aufrechte Falten (Fig. 16 und 17) und schiefe Falten (Fig. 18); ist die Gewölbebiegung über die Muldenbiegung hinausgerückt, so spricht man von überliegenden Falten. Ist das Hinausrücken in dem Maße erfolgt, dass die drei Schenkel der Falte z. T. übereinander und einander fast parallel liegen, so heißt die Falte liegend (Fig. 19).

Fig. 19.



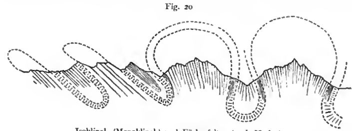
Liegende Falte.

Für die Schenkel der überliegenden und der liegenden Falte sind besondere Bezeichnungen im Gebrauch. Der Schenkel, der von außen her zum Gewölbe aufsteigt, heißt der Gewölbeschenkel; derjenige, der von der Mulde wieder hinausführt, der Muldenschenkel; der Schenkel, der die Verbindung zwischen Gewölbe und Mulde herstellt und sich im Liegenden des Gewölbeschenkels und im Hangenden des Muldenschenkels befindet, hat den Namen Mittelschenkel erhalten. Der Gewölbeschenkel und der Muldenschenkel zeigen die normale Schichtenfolge, wobei die jüngsten Schichten oben, die ältesten unten liegen; im Mittelschenkel ist dagegen die Schichtfolge verkehrt.

Je nach der Stellung der Schenkel der Falten unterscheidet man gewöhnliche Falten, isoklinale Falten und fächerförmige Falten. Die

Schenkel des Gewölbes einer gewöhnlichen Falte bilden einen nach unten offenen Winkel; die Schenkel isoklinaler Falten sind einander parallel (Fig. 20 links); die Schenkel der fächerförmigen Falten endlich bilden einen

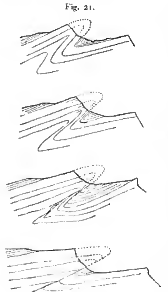
Fig. 20



Isoklinal- (Monoklinal-) und Fächerfalten (nach Heim).

nach oben offenen Winkel. Nicht nur die gewöhnlichen Falten, sondern auch die Isoklinalfalten und die fächerförmigen Falten können aufrecht, schief oder liegend sein.

Fig. 21.



Übergangsformen zwischen liegender Falte und Faltenverwerfung (nach Heim).

Dazwischen kommt es vor, dass eine einmal gefaltete Schichtenserie noch einmal gefaltet wird. Man begegnet dann der sehr komplizierten Erscheinung gefalteter Falten, wie sie z. B. Heim von der Silbern im Kanton Glarus schildert.

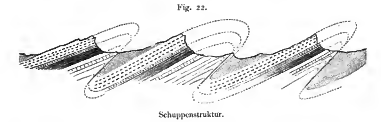
Die Falten, wie wir sie bisher betrachtet haben, zeigten zum großen Teil an allen Schenkeln die normale Mächtigkeit der Schichten: bei den Fächerfalten trifft das aber schon nicht ganz zu und zur Regel wird eine Verdünnung (Reduktion) der Mächtigkeit der normalen Schichtenreihe im Mittelschenkel der überliegenden und liegenden Falten. Diese Ausdünnung geht dazwischen so weit, dass der Mittelschenkel nur stellenweise erhalten ist — man spricht von einem ausgewalzten Mittelschenkel, und schließlich geht die liegende Falte in eine Überschiebung mit geschleppten Rändern (Faltenverwerfung) über (Fig. 21).

Wie die Verwerfungen so treten auch die Falten fast immer gesellig auf. Ihr Gebiet sind besonders die Kettengebirge, also in Europa die Alpen, der Jura, der ein ganz ausgezeichnetes Beispiel eines aus Falten

bestehenden Gebirges ist, die Karpaten, die Apenninen u. s. w. Sie ziehen einander meist ungefähr parallel und zugleich parallel der Längserstreckung des Gebirges, drängen sich hier zusammen, um an einer andern Stelle wieder auseinander zu treten. Sie konvergieren wohl auch nach einem Punkt hin, wobei sie sich oft aneinander anschmiegen. Ein Sichdurchkreuzen der Falten kommt dagegen nicht vor.

Ein und dieselbe Falte lässt sich nie durch ein ganzes Gebirge von einem Ende zum andern verfolgen; ihre Erstreckung ist immer im Vergleich zur Erstreckung des Gebirges gering, sie wird bald von anderen abgelöst. Sie hebt sich im Längsprofil langsam aus dem Boden heraus, erreicht allmählich ihre größte Höhe und sinkt dann wieder herab; sie sendet wohl auch unter ganz spitzem Winkel Nebenfalten aus und diese können sich zur Hauptfalte entwickeln, während die erste Falte verschwindet. Sehr häufig hebt sich, wenn ein Gewölbe herabsinkt, neben ihm ein neues heraus. Im Jura ist das Zusammentreten der Falten sehr einfach, weil dieselben verhältnismäßig einfach gebaut sind und meist nicht überliegen;

Fig. 22.



Schuppenstruktur.

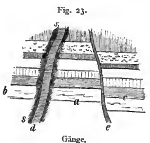
in den Alpen sind die Verhältnisse dagegen äußerst kompliziert. Liegen Falten in gleicher Richtung über und sind dabei ihre Mittelschenkel ausgewalzt, also zu Wechseln geworden, so entsteht die Schuppenstruktur, so genannt, weil die Schichten wie die Schuppen eines Fisches aufeinander ruhen (Fig. 22). In der Regel herrscht bei einem Gebirge das Überliegen der Falten nach einer Richtung vor, so z. B. in den Alpen nach Norden; doch wechseln oft aufrechte, schiefe, liegende und fächerförmige Falten miteinander ab.

Außer diesen Falten in den Kettengebirgen kommen Falten von ganz außerordentlicher Ausdehnung, aber von sehr geringer Höhe auch in Flachländern vor. Die Schichten der Erdrinde haben sich hier dazwischen geworfen, so wie die Bretter eines ausgetrockneten Fußbodens sich werfen. Solche über weite Areale sich einheitlich erstreckende Falten bezeichnet man als Geoantiklinalen und Geosynklinalen.

Die durchgreifende Lagerung lernten wir als ein Charakteristikum der Massengesteine kennen. Sie kommt unter verschiedenen Formen vor. Am schärfsten zeigen sich ihre Eigenschaften bei den G ä n g e n. Gänge sind mehr oder minder plattenförmige Gesteinsmassen, die Spalten inmitten

eines festen Gesteins ausfüllen. Sie heben sich vom umgebenden Gestein dadurch ab, dass sie aus anderem Material bestehen. Sie haben, wie die Spalten selbst, immer eine im Vergleich zu ihrer Mächtigkeit sehr große Ausdehnung in der auf der Breite senkrechten Richtung und sind von ungefähr parallelen Flächen begrenzt. Gänge durchsetzen sowohl Schichtgesteine als Massengesteine unter den verschiedensten Winkeln. Derselbe Gang kann seine Richtung ändern und sogar auf einer Strecke zwischen zwei Schichten, als sogenannter Lagergang, verlaufen. Manche Gänge erreichen die Erdoberfläche nicht, sondern endigen in der Tiefe — sie keilen aus. Nicht selten zerteilt sich ein Gang in mehrere — er zertrümert sich; jeder der neuen Gänge heißt ein Trum. Die Trümer werden, wenn sie aus Massengesteinen bestehen, auch Apophysen genannt. Man spricht auch bei den Gängen von ihrem Streichen und Fallen, von ihrer Mächtigkeit, ihrem Hangenden und Liegenden (Fig. 23). Gänge stehen oft einander parallel, oft durchkreuzen sie einander. Dann ist der zusammenhängend hindurchgehende Gang der jüngere, der dagegen, dessen Zusammenhang unterbrochen ist, der ältere.

Fig. 23.



Gänge.
a das Liegende, *b* und *c* das Hangende, *s* das Saalband, *e* ein Verwerfer.

Wenn ein Gang sich an eine Verwerfungsspalte knüpft, also zwischen zwei Flügeln einer Verwerfung steht, so bezeichnet man ihn als Verwerfer. Ein Gang selbst kann durch einen andern verworfen sein; der Verwerfer ist dann immer jünger als der verworfene Gang. Die Berührungszone einer Gangmasse mit dem Nebengestein nennt der Bergmann das Saalband. Das Nebengestein ist oft durch das Eindringen der glutflüssigen Eruptivmasse verändert (Kontaktmetamorphose).

In Gangform können alle Massengesteine auftreten, sowohl Tiefengesteine als auch Ergussgesteine. Die von ihnen gebildeten Gänge heißen Gesteinsgänge. Dann erscheinen aber auch sehr oft in Gangform gewisse Mineralien, wie vor allem Quarz, Kalkspat, ferner auch Schwerspat, Flusspat. Oft sind Erze in diese Massen eingesprengt. Das sind die Mineralgänge, die ganz anderer Entstehung sind als die Gesteinsgänge. Das Material der Gesteinsgänge stammt aus den vulkanischen Herden in der Tiefe, das Material der nicht eruptiven Gänge dagegen meist von den benachbarten Gesteinen. Es wurde diesen durch cirkulierendes Wasser entnommen und dann im Gang wieder auskrystallisiert. Während die Gesteinsgänge sich auf einmal, gleichsam in einem Akt bildeten, entstehen die Mineralgänge allmählich; sie sind das Produkt einer Ablagerung, wie die Schichtgesteine und tragen dazwischen auch den Stempel dieser Entstehung in Form einer Art Schichtung an sich. Diese Schichtung ist aber nicht horizontal, sondern parallel den Wandungen

der Spalte, die der Gang ausfüllt. Zuerst setzte sich und zwar an beiden Wandungen eine Mineralschicht ab, dann eine zweite, eine dritte u. s. f., bis die Spalte ganz ausgefüllt war, vielleicht abgesehen von einzelnen Hohlräumen — Drusen — in der Mitte. Zu diesen Mineralgängen gehören die Erzgänge.

Gänge kommen sehr häufig vor. Besonders die Gesteinsgänge haben dazwischen eine ganz außerordentliche Ausdehnung. Sie markieren sich nicht selten oberflächlich in Form einer Mauer, die aus dem weichen umgebenden Gestein herausgewittert ist. Ein gewaltiger 25 *km* weit hinziehender, an 2 *m* mächtiger Basaltgang ist die «Teufelsmauer» in Böhmen, die vom Jeschken in südwestlicher Richtung über Berg und Thal bis zum Bösig zu verfolgen ist. Da der Basalt säulenförmig abgesondert ist und die Säulen horizontal liegen, macht diese mehrere Meter über ihre Umgebung herausragende Mauer stellenweise den Eindruck eines gewaltigen Haufens aus regelmäßig auf einander geschichtetem Brennholz. In Schottland findet sich am Loch Lomond und Loch Katrine ein Basaltgang von rund 100 *km* Länge und der Cleveland-Cockfield- und Armathwaite - Porphyrgang hat gar rund 150 *km* Länge. An der Ostküste von Aran laufen die mauerartig aus dem rothen Kohlensandstein hervortretenden schwarzen Basaltgänge zu Hunderten in Reih und Glied weit in die See hinaus. Ein Mineralgang (Quarz), der sich gleichfalls oberflächlich scharf markiert und sich auf 140 *km* verfolgen lässt, ist der «Pfahl» des bayrischen Waldes; bald ragt er als zackige Mauer bald als Klippenzug aus dem sanftgewellten Gneisgelände empor.

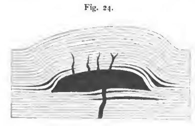
Den Gängen nahe stehen die Gangstöcke oder Stiele. Es sind das Gänge, die nicht Spalten, sondern röhrenförmige Schlote ausfüllen. Sie finden sich in vulkanischen Gegenden sehr häufig. Ein solcher aus der Erde emporragender Stiel aus Phonolith ist der Schreckenstein bei Aussig an der Elbe.

Die gangstockförmige Lagerung leitet von der gangförmigen über zur stockförmigen. Stöcke sind irreguläre Massen von Tiefengesteinen in durchgreifender Lagerung von oft bedeutenden Dimensionen. Meist ist ihr horizontaler Querschnitt rundlich oder elliptisch; doch zeigt er im Umriss viele Ein- und Ausbuchtungen. Auch ganz unregelmäßig gestaltete Stöcke kommen vor, dazwischen aber auch Stöcke, die sich der Gangform nähern. Nicht selten gehen von den Stöcken Gänge und Apophysen aus, die das anliegende Gestein durchbrechen. Die große Mehrzahl der Tiefengesteine tritt in Stockform auf, besonders der Granit, für den diese Lagerungsform typisch ist.

Der stockförmigen Lagerung verwandt ist die Lagerung in Form von Lakkolithen oder Kernen, wie Löwl sie nennen möchte. Mit dem Namen Lakkolith hat Gilbert brodlaibartige, unten mehr flache, oben mehr gewölbte Massen von Eruptivgesteinen bezeichnet, die von unten her auf Spalten oder Schloten emporstiegen und dann zwischen zwei

Schichten eingepresst wurden (Fig. 24). Man bezeichnet den Vorgang als Intrusion. Bei dieser Einpressung wurden die hangenden Schichten emporgewölbt, während das Liegende ungestört blieb. Das klassische Gebiet der Lakkolithe sind die Henry Mountains im Coloradogebiet, die von Gilbert eingehend untersucht wurden. Hier finden sich eine Reihe von Lakkolithen, aus Trachyt bestehend, die in ganz verschiedener Tiefe zwischen die Schichten eingetrieben wurden und letztere beulenartig emporwölbten. Zahlreiche Gänge gehen von den Lakkolithen nach oben in das Hangende; sie zeigen, dass dieses bei der Bildung der Lakkolithe schon vorhanden war und nicht etwa erst später zur Ablagerung kam. Die Intrusionsmassen sind z. T. sehr groß; die des Mount Hillers beträgt z. B. 40 *cbkm*. Auch Granit kommt in Intrusionen vor, so nach Broegger im Hortekollen bei Kristiania, nach Löwl im Kaiserwald bei Marienbad, ferner Tonalit nach dem gleichen Autor in der Gruppe der Rieserferner südlich der Tauern. Von den Stöcken unterscheiden sich die Lakkolithe durch ihre strenge Abhängigkeit von den Schichten des umgebenden Gesteins: sie sind immer zwischen zwei Schichten eingepresst, während die Stöcke sie einfach durchsetzen. Eine Abart der Lakkolithe stellen die Intrusivlager dar; auch sie sind Massen, die in Schichtfugen eingepresst wurden, aber nicht hoch geschwollen, sondern mehr flach ausgebreitet. Die vorhandenen Apophysen lassen sie leicht von den Decken (siehe unten) unterscheiden.

Fig. 24.



Lakkolith mit Gängen (nach Gilbert).

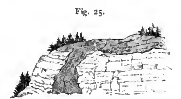
Gänge, Gangstöcke, Stöcke und Kerne (Lakkolithe) sind Gesteinsmassen, die erstarrten, ohne die Erdoberfläche zu erreichen; sie füllten Räume in der Erdkruste aus, sei es nun, dass sie sie als Hohlräume vorfanden, oder dass sie sich den Platz erst durch Verdrängung der Schichten eroberten wie die Kerne. Decken, Ströme und Kuppen sind dagegen Gesteinsmassen, die an der Erdoberfläche erstarrt sind.

Decken sind mächtige, ausgedehnte Ablagerungen von Ergussgesteinen, die sich auf der Erdoberfläche von einem Schlot oder Gang aus, aus dem sie emporstiegen, ausbreiteten. Sie liegen mehr oder weniger horizontal; ihre Unterfläche zeigt jedoch jene Unregelmäßigkeiten, wie sie einer Masse zukommen, die sich auf die uneben gestaltete Erdoberfläche auflegt, sich dabei deren Unebenheiten anschmiegend und die Vertiefungen ausfüllend. Ihre Oberfläche besitzt alle Erscheinungen einer geflossenen Lava, von denen wir später noch ausführlich zu handeln haben werden. Oft lagert sich eine Decke auf die andere auf; dadurch entstehen Erscheinungen, die an echte Schichtung erinnern. Wird vielleicht

später die Decke von jüngern Sedimenten zugeschüttet, so würde die Möglichkeit einer Verwechslung mit Intrusivlagern vorhanden sein, wenn nicht der Decke alle Apophysen fehlen würden, die die Intrusivlager begleiten.

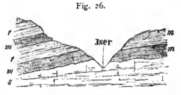
Decken von Ergussgesteinen haben dazwischen ganz riesenhafte Dimensionen. So nehmen in Dekan Basaltdecken volle 60000 *qkm* ein. Eine Quarzporphyrdecke zwischen Rochlitz, Döbeln, Oschatz und Taucha in Sachsen besitzt ein Areal von rund 1000 *qkm*. In einigen wenigen Fällen ist es gelungen, die Gänge oder Stiele aufzufinden, die die Spalten bezw. Schlote ausfüllen, auf denen die Ergussgesteine der Decken aus der Tiefe emporstiegen. So steht die Melaphyrdecke bei Zderetz am Fuß des Riesengebirges mit einem Melaphyrgang im Zusammenhang (Fig. 25), so die Basaltdecke bei Suinish Point auf Skye (Hebriden) mit mehreren Basaltgängen, so vor allem die berühmte Basaltdecke des Meissner in Hessen mit einem cylindrischen Basaltstiel von 100 *m* Durchmesser. Decken, die mit Schichtgesteinen wechsellagern, zeigt Fig. 26.

Fig. 25.



Melaphyrgang bei Zderetz, nach oben deckenförmig sich ausbreitend.

Fig. 26.



Durchschnitt des Iserthales bei Ober-Sitowa. *s* Sandstein des Rotliegenden, *m* Melaphyr in Decken, *t* Thonschiefer des Rotliegenden.

Die Ströme unterscheiden sich von den Decken nur dadurch, dass sie nach einer Richtung eine vorwaltende Ausdehnung besitzen. Während die Decken besonders in Gebieten mit unbestimmter Neigung sich bilden, sind die Ströme an steilere Gefälle geknüpft: je stärker das Gefälle, desto schmaler der Strom. Beispiele bieten die Lavaströme der Vulkane.

Die kuppenförmige Lagerung tritt besonders bei Trachyten, Basalten und Phonolithen auf. Eine Kuppe ist eine Eruptivmasse, die kegelförmig, pyramidenförmig, dom- oder glockenförmig isoliert emporragt, ein sog. homogener Vulkan und zwar eine Quellkuppe. Die äußere Form ist ursprünglich und durch das Hervorquellen eines wenig flüssigen Magmas bedingt, das sich über dem Schlot domförmig aufstaute. Immer findet sich unter einer Quellkuppe ein Stiel, wenn er auch nur verhältnismäßig selten der Beobachtung zugänglich ist, wie z. B. bei der Basaltkuppe von Kirchen im Siegen'schen und bei der Porphyrkuppe des Burgbergs zwischen Freiberg und Frauenstein in Sachsen. Nicht selten erweitert sich der Stiel nach oben zu.

Beispiele solcher Quellkuppen sind häufig, wenn auch wohl noch heute manches Ausgehende eines Gangstockes, das infolge der Härte des Gesteines kuppenförmig über die Umgebung hinausragt, mit Unrecht als Quellkuppe gedeutet wird. Eine Trachytkuppe von wunderbar gleichmäßiger Glockenform ist der Puy Sarcouy bei Clermont in der Auvergne. Das Gestein zeigt eine bankförmige Absonderung parallel der Oberfläche der Kuppe. Eine nicht minder schöne Kuppe beschreibt Poulett Scrope von der Insel Bourbon. Ausgezeichnete Basaltkuppen zeigen die Eifel, der Westerwald, das böhmische Mittelgebirge; prächtige Phonolithkuppen das böhmische Mittelgebirge, die Lausitz und die Rhön. Wo Säulen bei diesen Kuppen auftreten, da stehen sie senkrecht auf der Oberfläche; sie liegen also wie die Scheite in einem Kohlenmeiler.

Wohl zu unterscheiden von den Quellkuppen sind kuppenförmige Berge, die als Überreste früher weit ausgedehnter Gesteinsdecken auftreten. Ihre Form ist nicht ursprünglich, sondern durch Verwitterung und Abspülung entstanden.

Die geschilderten Lagerungsformen der massigen Gesteine sind alle ursprünglich, d. h. entstanden bei der Bildung des Gesteins. Wie die Schichtgesteine können nun aber auch die massigen nachträglich von Dislokationen ergriffen, verworfen oder gefaltet worden sein. So fasst man z. B. neuerdings die Granitmassen der Centralmassive der Faltengebirge teilweise als gefaltete Granitstöcke auf.

Die Strukturtypen des Landes. Wir haben die verschiedenen Lagerungsformen der Gesteine der Erdrinde kennen gelernt. Absolut streng geographisch geschieden ist das Auftreten dieser Lagerungsformen nicht; aber in der großen Zahl der Fälle lässt sich doch unschwer entscheiden, ob ein Land diese oder jene Strukturform aufweist. Dementsprechend hat Penck im ganzen 6 Strukturtypen des Landes aufgestellt:

1. Das Neuland, das man vielleicht besser als das ungestörte Land bezeichnen könnte. Die Schichten lagern vollkommen ungestört, meist horizontal oder schwach geneigt; sie befinden sich noch am Ort ihrer Entstehung. Hierher gehören die Ebenen, die von großen Flüssen aufgeschüttet wurden, wie die Poebene, die Gangesebene.

2. Das Verbiegungsland. Dieses hat nur ganz schwache Verbiegungen in Form von Geosynklinalen und Geoantiklinalen erlitten. Ein Beispiel bietet die Mississippiebene.

3. Das Schollenland. Echte Verwerfungen und untergeordnet Flexuren haben die verschiedenen Schollen dislociert. Ein typisches Beispiel bietet das Coloradogebiet.

4. Das Faltenland. Die Falte beherrscht die Struktur. Doch zeigen sich auch Verwerfungen, besonders Blätter und Überschiebungen. Hierher gehören die meisten großen Kettengebirge der Erde, wie der Himalaja, der Hindukusch, der Kaukasus, die Alpen, der Appenin u. s. w.

5. Das Ergussland oder das vulkanische Land wird zusammengesetzt von Laven in Form von Decken oder Strömen und Quellkuppen, sowie von vulkanischen Tuffen. Beispiele: die Auvergne, die Eifel, die Vulkangebiete Italiens.

6. Das Intrusivland. Gänge, Stöcke und Lakkolithe bilden die charakteristischen Merkmale dieser Gebiete. Ganz rein tritt uns dieser Typus im Gebiet der Henry Mountains in den Vereinigten Staaten entgegen.

Alter und Geschichte der Gesteine der Erdrinde.

(Stratigraphie.)

Die Weltgeschichte reiht die Thaten der Menschen aneinander und zeigt daran, wie der Mensehengeist sich in der Zeit entwickelte. In ähnlicher Weise verfährt die historische Geologie. Sie lehrt uns die allmähliche Entwicklung und Fortbildung der Erdrinde und ihrer Bewohner im Verlaufe undenkbar langer Zeiträume von den ersten Stadien ihres Entstehens bis zu ihrer jetzigen Gestaltung. Die steinerne Denkschrift, in der die Geschichte dieser Entwicklung niedergelegt ist, sind die verschiedenen Schichten und Schichtsysteme oder Formationen der Erde in der chronologischen Aufeinanderfolge ihrer Bildung von den ältesten angefangen bis zu den jüngsten, mit den Resten von Tieren und Pflanzen, welche sie als Versteinerungen einschliessen.

Aufgabe der historischen Geologie ist die Schilderung dieser Schichten nach ihrem petrographischen und paläontologischen Inhalt und die Bestimmung ihres Alters. Denjenigen Teil der historischen Geologie, der sich mit der Beschreibung der Schichten in ihrer relativen Altersfolge beschäftigt, nennt man Stratigraphie, und jenen, der sich mit dem systematischen Studium der ausgestorbenen Pflanzen und Tiere beschäftigt, Paläontologie.

Die Bestimmung des Alters der Gesteine. Eine absolute Bestimmung des Alters eines Gesteines ist fast nie möglich; man vermag nicht anzugeben, wie viele Jahre seit seiner Bildung verflossen sind. Der Geologe muss sich darauf beschränken, das relative Alter zu erkennen, festzustellen, dass dieses Gestein jünger ist als jenes und älter als ein drittes. Er kann das aus den Lagerungsverhältnissen entnehmen. Bei durchgreifender Lagerung gilt die Regel, dass das durchgreifende Gestein z. B. ein Gang jünger ist, als alle Gebirgsglieder, die durchsetzt werden. Bei geschichteten Gesteinen in normaler, d. h. nicht überkippter oder übersehobener Lagerung giebt die Auflagerung das Kriterium für das gegenseitige Alter ab: jede Schicht kann erst nach ihrer liegenden

Schicht abgesetzt worden sein, sie ist also jünger als ihr Liegendes und älter als ihr Hangendes.

Dieses einfache, selbstverständliche Gesetz bildet die Grundlage der gesamten Stratigraphie. Darnach lässt sich bei normaler Lagerung in einem Steinbruch oder an den nakten Gehängen eines Thales leicht das relative Alter der Schichten bestimmen. Wenn es aber gilt, das an einem Ort Gewonnene mit dem an einem andern Ort Gefundenen in Verbindung zu bringen, bis zu dem die Schichten nicht direkt verfolgt werden können, so versagt dieses einfachste Hilfsmittel. Bei kurzen Unterbrechungen kann zwar oft der petrographische Charakter der Schichten deren Identificierung ermöglichen; auf größere Entfernungen geht das aber nicht mehr. Denn der Gesteinscharakter kann sich innerhalb derselben Schicht ändern. Das zeigt sich nicht selten beim Verfolgen einer Schicht selbst auf kürzere Strecken hin. So kann ein Sandstein seitwärts in einen Mergel und dieser in einen Kalkstein übergehen; trotz ihrer Verschiedenheiten sind alle drei gleich alt, weil sie gleichzeitig entstanden sind.

So ist man nicht berechtigt, aus petrographischen Differenzen auf Altersunterschiede zu schließen. Andererseits giebt aber auch petrographische Gleichheit keine Gewähr für Gleichaltrigkeit; denn es haben sich zu allen Zeiten allemöglichen sedimentären Gesteine gebildet, sodass es Sandsteine, Schiefer, Mergel, Kalksteine u. s. w. des verschiedensten Alters giebt, die einander oft zum Verwechseln ähnlich sehen. So wäre es denn überall da nicht möglich, das gegenseitige Alter der Schichten richtig zu bestimmen, wo man eine direkte Überlagerung nicht beobachten kann, oder wo in der regelmäßigen Aufeinanderfolge sich Lücken finden, wenn nicht die in den Schichten enthaltenen Versteinerungen dem Geologen zu Hilfe kommen würden.

Die Untersuchung des Inhalts der Gesteine an Versteinerungen hat gezeigt, dass diese als ein weit beständigeres Merkmal eine Schichtgruppe vor ihren liegenden und hangenden Schichten auszeichnen als petrographische Eigenschaften. Nicht regellos zerstreut liegen die verschiedenen Formen der untergegangenen Tier- und Pflanzenwelt durch- und nebeneinander, sondern jede Schicht hat ihre besonderen Pflanzen- und Tierformen, wie sie in jener Zeitperiode, in welcher die Schicht gebildet wurde, lebten. Die Lebewelt der geologischen Vergangenheit unterscheidet sich deutlich von der heutigen, und je mehr wir zurückgehen, umsomehr steigern sich die Unterschiede. Im allgemeinen beweisen daher identische Versteinerungen auch die Gleichaltrigkeit (Äquivalenz) der sie umschließenden Schichten und, da jede Formation die Ablagerungen einer längeren Periode in der Entwicklung der Erde umfasst, während der sich eine Flora und Fauna von einem bestimmten Gepräge über die Erdoberfläche verbreitet hatte, so lassen sich sämtliche oft sehr zahlreiche und mannigfaltige Schichten einer Formation durch eine gewisse Ähnlichkeit ihrer fossilen Reste erkennen; mit anderen Worten: die

Fauna und Flora jeder einzelnen Formation hat einen bestimmten Typus, durch welchen sie sich, auch abgesehen von der Verschiedenheit der einzelnen Arten, im ganzen wesentlich von der Fauna und Flora der anderen Formationen unterscheidet. Die Petrefakten sind also bezeichnend und zum größeren Teile leitend (Leitfossilien) für die einzelnen Formationen und Schichten. «An ihnen erkennt der Geognost das Alter der Schichte, wie der Architekt am Baustil einer Kirche das Jahrhundert erkennt, in welchem die Kirche gebaut wurde, oder wie eine Münze, ein Schwert oder Speer als Beigabe in einem Grabe die Zeit und das Volk erkennen lässt, das hier seine Toten bestattet hat.» Man hat deshalb die Petrefakten mit Recht die «Denkmünzen der Schöpfung» genannt.*)

Wenn man in dieser Weise aus der Identität der Versteinerungen auf die Gleichaltrigkeit der Schichten schließen muss, die sie enthalten, so darf man doch nicht umgekehrt in dem Fehlen der Identität sofort einen Beweis für ein verschiedenes Alter sehen. Auch heute leben auf der Erde unter verschiedenen äußern Bedingungen ganz verschiedene Organismen. Andere Tier- und Pflanzenformen treten uns in der Tiefe des Meeres, andere in der Flachsee oder an der Küste, im Brackwasser an der Mündung der Flüsse oder im Süßwasser der Flüsse und Seen, wieder andere endlich auf dem Lande entgegen. Das war auch in der geologischen Vergangenheit nicht anders. Die Lebewelt wies unter den verschiedenen Bedingungen ein verschiedenes Gesicht — eine verschiedene Facies auf. Man spricht daher von einer Tiefseefacies, einer Strandfacies, einer Korallenfacies, einer Mergelfacies, einer Sandsteinfacies, einer Dolomitfacies u. s. w. einer Schichtgruppe und versteht darunter Ablagerungen mit ihren Fossilien, die gleichzeitig, aber unter verschiedenen Verhältnissen entstanden und daher Unterschiede aufweisen, sei es im Gesteinscharakter, sei es in ihrem paläontologischen Inhalt und oft in beiden gleichzeitig. Es liegt auf der Hand, dass die verschiedenen Facieserscheinungen das Wiedererkennen zeitlich äquivalenter Bildungen erschweren, und dass umgekehrt übereinstimmende Facies dazu verleiten kann, ungleichaltrige Gebilde für gleichaltrig zu halten.

Ein treffliches Beispiel für die Faciesverschiedenheiten bieten die Tertiärbildungen des Wiener Beckens, wo nebeneinander Thone, Sande und mächtige Kalkmassen auftreten. Man schrieb ihnen ein verschiedenes Alter zu, bis Suess zeigte, dass sie gleichzeitig entstanden sind, die Thone als Absatz in tiefem Wasser, die Sande an der Küste, die Kalke als Bildungen kalkabsetzender Algen und Korallen.

Ein anderer Umstand, der die Parallelisierung der Schichten verschiedener Gegenden sehr erschwert, ist die Verschiedenartigkeit des

*) Der erste, welcher die Formationen und Schichten nach den in ihnen eingebetteten Fossilien unterschied und bestimmte, war der englische Geologe William Smith (1769—1839); er wird daher mit Recht der Vater der stratigraphischen Geologie genannt.

Pflanzen- und Tierkleides der Erde in von einander getrennten Räumen. Man unterscheidet heute verschiedene Floreureiche und Faunengebiete, die oft durch scharfe Grenzen, auf dem Festland durch hohe Gebirge oder durch tiefeindringende Meere, im Meer durch Landbrücken oder Kontinente von einander getrennt sind. So wird z. B. das Rote Meer von einer Fauna bewohnt, die genau der des indischen Oceans entspricht und sich von der des Mittelmeeres unterscheidet, obwohl beide Meere nur durch die schmale Landenge von Suez getrennt sind. Auch aus der geologischen Vergangenheit ist ähnliches bekannt; auch da gab es geographisch scharf umgrenzte Floren- und Faunengebiete, sowohl auf dem Land, als auch im Meer. Dabei lagen die Grenzen dieser sog. geologischen Provinzen zu verschiedenen Zeiten ganz verschieden. Fortwährend kamen Veränderungen und Verschiebungen vor, sodass eine Grenze verwischt wurde, während an anderer Stelle vielleicht ein neues Hindernis entstand und damit die Ausbildung einer neuen Grenze angebahnt wurde. Doch darf man diese Erscheinung nicht überschätzen. Im freien offnen Ocean haben wir heute ein Gebiet vor uns, dessen Lebewelt im großen und ganzen überall merkwürdig gleichförmig ist. Unterhalb einer Tiefe von 500 Faden verschwinden sogar zum Teil die Unterschiede der klimatischen Zonen. Nicht anders ist es auch früher gewesen; jene Gliederung in Provinzen tritt daher in den rein oceanischen Bildungen mehr zurück.

Auf alles das hat der Stratigraph Rücksicht zu nehmen; mühelos und einfach ist seine Arbeit daher wahrhaftig nicht, und erst ein eingehendes Studium des paläontologischen Inhalts der Schichten verschiedener Facies und verschiedener geologischer Provinzen, verbunden mit einer sorgfältigen Beachtung der sich aus der Auflagerung an verschiedenen Örtlichkeiten ergebenden Fingerzeige führt ihn zu einer richtigen Parallelisierung. So ist es heute zu einem guten Teil gelungen, die Schichten weit entfernter Gebiete einigermaßen in Systeme zu bringen und ihr relatives Alter wenigstens im großen zu bestimmen. Man weiß ungefähr, welche Ablagerungen sich zur Kreidezeit, in der Trias u. s. w. an weit von einander entfernten Punkten der Erde bildeten. Freilich sobald man mehr in Einzelheiten eintreten will und versucht, die Unterabteilungen dieser Gruppen mit einander in Verbindung zu bringen, einzelne Horizonte durchzuverfolgen, so stößt man nur zu oft auf unüberwindliche Schwierigkeiten. Zwischen den verschiedenen Gelehrten ergeben sich da oft weitgehende Differenzen. Hier ist noch außerordentlich viel zu thun, ehe wir an die Grenzen dessen gekommen sein werden, was wir erreichen können. Eine absolute Parallelisierung in allen Einzelnheiten wird sich freilich überhaupt nie durchführen lassen, weil die paläontologische Methode sie gar nicht gestattet.

Katastrophismus und Evolutionstheorie. Die ersten Bestimmungen des relativen Alters der Schichten erfolgten auf dem Boden Mittel- und Westeuropas, also auf einem eng umgrenzten Gebiet, das nur einen

verschwindenden Bruchteil der Oberfläche darstellt. Die zeitlichen Grenzen der Formationen wurden so gelegt, wie es sich auf diesem beschränkten Stück Land ergab. Sie entsprachen thatsächlich wichtigen Wendepunkten in der Geschichte jener Gebiete, durchgreifenden Veränderungen, die sich z. T. durch eine Lücke in den Schichten, z. T. durch einen Facieswechsel äußern. Man glaubte einen Sprung an der Grenze je zweier Formationen erkennen zu können, der sich paläontologisch durch das Auftreten ganz neuer Organismen, geographisch durch eine Umsetzung von Wasser und Land und von hoch und niedrig äußern sollte. Zusammenstürze von mächtigen Gebirgen und Neubildungen von solchen, vulkanische Ausbrüche, Einstürze von Meeresbecken sollten jene Wendepunkte markieren. Periodisch sollten diese Störungen im Gleichgewicht zwischen Starrem und Flüssigem eintreten, gleichsam ein Paroxismus den Erdball befallen und ihn in allen seinen Gliedern zucken lassen. Diese gewaltigen Katastrophen, so glaubte man, führten jeweilen zu einer vollkommenen Vernichtung des Lebens auf der Erdoberfläche, worauf dann zu Beginn der neuen Periode eine Neuschaffung folgen sollte. Hauptvertreter dieser Anschauungen waren in Deutschland Leopold von Buch und Alexander von Humboldt, in Frankreich George Cuvier, Elie de Beaumont und Alcide d'Orbigny, in England Sir Roderick Murchison.

Als aber die geologische Forschung auf ferner gelegene Gebiete übergriff, da ergaben sich Resultate, die sich nicht gut mit der Katastrophentheorie und der scharfen Scheidung der Formationen in Einklang bringen ließen. An Stellen, wo in der Schichtfolge Mitteleuropas ein Bruch beobachtet worden war und wo man daher eine wichtige Formationsgrenze hingelegt hatte, fand sich in anderen Gebieten eine kontinuierliche Schichtserie. Während z. B. in Mitteleuropa die Grenzen zwischen der Kreide- und Juraformation und desgleichen zwischen Jura- und Triasformation an Schärfe nichts zu wünschen übrig ließen, zeigte sich, dass sie schon in den Alpen ganz verschwommen sind. Noch deutlicher drängt sich die große Verschiedenheit der Lage der Grenzen von Ort zu Ort auf, wenn man in die neue Welt hinübergeht.

So kam man zur Erkenntnis, dass jene Katastrophen nie die Gesamtheit der Erdoberfläche, sondern immer nur kleine Teile derselben betroffen haben, während in der weiteren Nachbarschaft eine ruhige Entwicklung Platz griff. Ja, die Auffassung der Katastrophen selbst, wie sie die alte Schule lehrte, änderte sich vollkommen. Sir Charles Lyell wurde der Begründer der modernen geologischen Schule, die sich zur Aufgabe setzt, selbst die größten Veränderungen, die an der Erdoberfläche im Laufe der Zeiten vor sich gegangen sind, durch die jetzt noch wirkenden unscheinbaren, aber mit der Zeit die großartigsten Endresultate hervorbringenden Kräfte der Natur zu erklären. Die Geschichte der Erde ist nach der neuern Anschauung eine allmähliche, ruhige, friedliche, nur selten durch örtlich beschränkte Katastrophen unterbrochene

Entwicklung. «Der Puls im Leben der Erde hat von Anbeginn ungefähr denselben Takt geschlagen wie heute.» So ist an Stelle der Revolutionstheorie die Evolutionstheorie getreten, die in der heutigen Erdoberfläche das Resultat einer langen geographischen Entwicklung erblickt.

Eine ebenso durchgreifende Reformation mussten sich die Anschauungen über die Lebewelt der Formationen, ihre plötzliche Vernichtung und Neuschöpfung gefallen lassen. Den Geologen der alten Schule stand es fest, dass jede fossile Form immer nur einer Formation angehören sollte; nie sollten gleiche Fossilien in verschiedenaltrigen Formationen auftreten. Zwischen den Lebewesen verschiedener Formationen sollte jegliches Band fehlen. Das Erscheinen neuer Formen konnte man sich daher nur durch eine Neuschöpfung erklären. Obwohl schon im Anfang unseres Jahrhunderts sich J. Lamarck und Geoffroy St. Hilaire gegen die Unveränderlichkeit der Arten ausgesprochen hatten, hielt man doch daran fest. Erst Darwin hat diese alte Anschauung endgiltig vernichtet, indem er die Lehre einer allmählichen Entstehung der Arten zur Geltung brachte. Die organische Welt erscheint als eine stufenweise Entwicklungsreihe, in der die späteren Formen aus den früheren durch allmähliche Umwandlung (Transmutation) im Laufe langer Zeiträume hervorgehen. Die geologische Altersfolge der Pflanzen und Tiere läuft parallel mit ihrer Genealogie. An einer solchen allmählichen Entwicklung durch Transmutation zweifelt heute Niemand mehr. Nur über die Triebfeder dieser Entwicklung herrscht Meinungsverschiedenheit; Darwins Lehre von der natürlichen Zuchtwahl ist keineswegs allgemein anerkannt, obwohl sie manches für sich hat. So ist auch auf dem Gebiet der Paläontologie der Revolutionstheorie die Evolutionstheorie gefolgt.

Die geographische und die paläontologische Entwicklung vollzieht sich auf der ganzen Erdoberfläche; dabei ist die Richtung der paläontologischen Entwicklung überall die gleiche: es ist ein Vorwärts, für das es kein Rückwärts giebt. Wohl treten in einzelnen Formationen inmitten moderner Formen altertümliche auf. Diese entstanden aber nie neu aus modernen Formen, also als Rückbildungen, sondern sie sind nur zurückgebliebene Bildungen. Das ist für die Altersbestimmung der Schichten von großer Bedeutung. Eine neue Schwierigkeit hat sich aber gerade aus der Entwicklungslehre für die Stratigraphie ergeben. Die Entwicklung vollzieht sich in verschiedenen Gegenden verschieden rasch. So leben z. B. in Australien heute Säugetiere, die grundverschieden sind von denen der übrigen Welt. Wir müssen in der Schichtserie Europas bis ins Tertiär, ja bis ins Kreidesystem zurückgehen, um deren nahe Verwandte zu finden. Paläontologisch könnte man also geneigt sein, die heutige altertümliche Fauna Australiens, wenn man sie einst fossil findet, für älter zu halten, als die moderne Europas und Asiens und sie etwa dem Tertiär oder der Kreide zuzurechnen, während die europäisch-asiatische für posttertiär gelten müsste, und doch sind beide gleichaltrig.

Auch aus der geologischen Vergangenheit ist ähnliches bekannt. Die hervorragendste Erscheinung dieser Art ist wohl das so sehr frühe Auftreten der sogenannten Glossopterisflora der Gebiete am indischen Ocean, die ihrem ganzen Charakter nach der Flora der europäischen Trias entspricht, trotzdem aber in Australien und Indien der Steinkohlenperiode angehört. Es bestand damals das umgekehrte Verhältnis wie heute: Europa trug in der Steinkohlenperiode ein altertümliches, Australien ein überaus neumodisches Pflanzenkleid. Auf dem Land dürften solche Erscheinungen vielleicht häufiger vorgekommen sein, als man glaubt. Allein im Meer handelt es sich nie um die ganze Fauna, sondern nur um einzelne Arten, die in der einen Gegend etwas früher erscheinen als in der andern. Im allgemeinen zeigen gerade die rein marinen, pelagischen Schichten, dass die Veränderung der Organismen überall nahezu gleichzeitig erfolgte. Es ist das ein Beweis dafür, dass die Verbreitung neu entstandener Arten im Ocean sehr rasch vor sich geht. Unter solchen Umständen ist es begreiflich, dass gerade die Fossilien der rein oceanischen Ablagerungen für die Altersbestimmung der Gesteine von besonders großer Wichtigkeit sind.

Die Gliederung der Schichten in Systeme oder Formationen. Die gesamte Schichtserie der Erde ist durch allmähliche Entwicklung entstanden. Scharfe Grenzen lassen sich fast nirgends über die ganze Erde hin verfolgen. Wo sie auftreten, haben sie nur eine mehr lokale Bedeutung. Daraus ergiebt sich die große Schwierigkeit, mit der eine natürliche Einteilung der Schichten und der Erdgeschichte zu kämpfen hat. Nichtsdestoweniger ist eine solche aus didaktischen Gründen notwendig. Man hat sie durchgeführt, indem man die Bildungen der Perioden zusammenfasste, in denen sich das Pflanzen- und Tierkleid großer Teile der Erde durch ganz bestimmte, früher und später nicht mehr in analoger Weise vorhandene Merkmale auszeichnete. Dabei ergab sich von selbst, dass der Hauptnachdruck auf der Gliederung der Schichten Europas lag, da diese am besten bekannt sind. Mit gewissen Vorbehalten, betreffend die genauen Grenzen, lässt sich auch die hier gewonnene Einteilung recht gut rechtfertigen.

Überall hat es sich gezeigt, dass demjenigen Teil der Erdgeschichte, dessen Begebenheiten wir aus den Fossilfunden enträtseln können, eine Zeit voraus ging, aus der uns keine Reste von Organismen überkommen sind; es ist das archäische Zeitalter. Man könnte es mit der vorgeschichtlichen Periode des Menschengeschlechts vergleichen. Wie dann die Geschichte der Menschheit in ein Altertum, ein Mittelalter und eine Neuzeit eingeteilt wird, so teilt man auch den Abschnitt der geologischen Vergangenheit, von dem wir durch Fossilien Kunde haben, in 3 große Zeitalter ein: Das Zeitalter der altertümlichen Pflanzen und Tiere oder das paläozoische Zeitalter (Aera), das Zeitalter der mittelalterlichen Pflanzen und Tiere oder das mesozoische Zeitalter und das Zeitalter der neuzeitlichen Pflanzen

und Tiere oder das känozoische Zeitalter. In jedem dieser Zeitalter werden noch einzelne Unterabteilungen — Perioden — unterschieden. So gelangt man zu folgender Chronologie:

I. Archäisches Zeitalter.

II. Paläozoisches Zeitalter.
1. Kambrische Periode.
2. Silur-Periode.
3. Devon-Periode.
4. Steinkohlen-Periode.
5. Perm-Periode.

III. Mesozoisches Zeitalter.
6. Trias-Periode.
7. Jura-Periode.
8. Kreide-Periode.

IV. Känozoisches Zeitalter.
9. Tertiär-Periode.
10. Quartär-Periode.

Die Gesteine, die sich in einem Zeitalter bildeten, werden als Gesteinsgruppe zusammengefasst, die Gesteine einer Periode dagegen als System. Man spricht z. B. von der paläozoischen Gesteinsgruppe und vom Silur- oder Devonsystem.*) Eine jede der Perioden wird noch in Epochen zerlegt; die Schichten einer Epoche werden als Stufen bezeichnet.

Wir treten nunmehr in eine ganz kurze Schilderung der einzelnen Gruppen und Systeme ein.

I. Die archäische Gesteinsgruppe.

Wo immer man an der Erdoberfläche von den jüngeren Schichten zu den älteren und tiefer liegenden Formationen vordringt, sei es im Berg- oder Hügelland, im Mittel- oder Hochgebirge, allenthalben trifft man auf krystallinische Silikatgesteine als Grundlage aller Sedimente, die deutliche organische Reste einschließen. Diese fossilfreien ältesten Schichten werden als archäische Gesteinsgruppe bezeichnet. Sie bestehen hauptsächlich aus krystallinischen Schiefern, vor allem aus Gneis, Glimmerschiefer und Phyllit, mit untergeordneten Massen von körnigem Kalk und vielen Graniten, Syeniten und Porphyren; sie bilden das Grundgebirge der Erde.

Wie schon gesagt, unterscheiden sich die Schichten der archäischen Gesteinsgruppe von allen jüngeren Formationen ganz allgemein durch das völlige Fehlen jeglicher Fossilien. Bis heute ist keine einzige sichere Spur davon in ihnen gefunden worden, obwohl manches dafür spricht,

*) Diese Terminologie ist vom internationalen Geologenkongress zu Bologna festgesetzt worden. Früher gebrauchte man für System im Deutschen das Wort Formation. Auch heute werden noch beide Worte nebeneinander benutzt; es wird wohl auch dabei bleiben.

dass schon damals Organismen auf der Erde lebten, so das Auftreten von Kohlenstoff in Graphitlagern. Vor einigen Jahrzehnten glaubte man allerdings in eigentümlichen, in den archäischen Schichten Amerikas entdeckten Gebilden ein Fossil vor sich zu haben — das sogenannte *Eozoon canadense;* allein es ergab sich, dass man es hier doch nur mit anorganischen Bildungen zu thun hat. Nicht anders steht es um Funde, die kürzlich in vorkambrischen Kieselschiefern der Bretagne inmitten von Phylliten gemacht wurden. Cayeux glaubte hier Spongiennadeln und Kieselskelette von Radiolarien von sehr kleinen Dimensionen, aber äußerst mannigfacher Gestaltung erkennen zu können, wurde aber jüngst (1896) von Rauff widerlegt. Auch hier handelt es sich um anorganische Bildungen. So gilt noch immer der Grundsatz, dass die archäischen Schichten fossilfrei, azoisch sind.

Ein zweites Merkmal der archäischen Schichten ist die krystallinische Natur der Gesteine. Zwar hat man in der letzten Zeit krystallinische Schiefer kennen gelernt, die Fossilien führen und jünger sind als die archäische Gesteinsgruppe. Allein diese jungen krystallinischen Schiefer, für die man eine Entstehung aus klastischen Gesteinen durch Druck annimmt, sind so wenig ausgedehnt, dass auch heute noch die Begriffe der archäischen Gesteinsgruppe und der krystallinischen Schiefer einander zum größeren Teil decken.

Trotz der Verschiedenartigkeit der sie zusammensetzenden Gesteine und trotz mannigfaltiger Wechsellagerung lässt sich in der Aufeinanderfolge der Gesteine der archäischen Gruppe eine gewisse Gesetzmäßigkeit erkennen: Die tiefsten Schichten bestehen vorwaltend aus Gneis, die mittleren aus Glimmerschiefer und die höchsten aus Urthonschiefer oder Phyllit. Doch darf man keineswegs die drei Abteilungen auf der ganzen Erde parallelisieren und in ihnen etwa drei ganz allgemeine Systeme erblicken.

Die Schichten folgen nicht immer konkordant übereinander; häufig lässt sich eine Diskordanz beobachten. Charakteristisch ist, dass die Schichten nirgends auf größere Entfernungen hin horizontal liegen; immer sind sie mehr oder minder steil aufgerichtet und aufs mannigfaltigste zusammen mit den sie durchsetzenden alten Eruptivgesteinen gefaltet, gewunden und zerbrochen. Spalten und Klüfte durchziehen sie daher nach allen Richtungen.

Wo die Schichten vollständig entwickelt sind, erreichen sie eine außerordentliche Mächtigkeit. Diese gewaltige Mächtigkeit, wie sie keiner anderen Gesteinsgruppe eigen ist, lässt die Länge der Zeit ahnen, die zu ihrer Bildung nötig war.

Ausgedehnt ist die Verbreitung der archäischen Schichten. Kaum eine Formation nimmt so weite Flächen auf der Erdoberfläche ein wie sie. Sie setzen weite Areale in Centralafrika, in China, in Brasilien und in Canada zusammen, ebenso in Australien. In Europa spielen sie besonders im Nordwesten und Norden eine große Rolle (Schottland, Skandinavien,

Finnland); sie treten aber auch im Schwarzwald, in Sachsen, im Böhmerwald u. s. w. auf. Man bezeichnet solche mehr oder minder ausgedehnte Vorkommnisse von archäischen Schichten im Flachland und Hügelland als Massive. Außerdem aber zeigen sie sich häufig in den centralen Teilen älterer und jüngerer Kettengebirge. Sie sind hier ebenso wie auch bei der Mehrzahl der Massive, dadurch an die Oberfläche gebracht worden, dass die jüngern Schichten, die auf ihnen ruhten, abgetragen wurden. Ihr Vorkommen in den Kettengebirgen ist allerdings etwas weniger häufig, als man noch vor kurzem annahm; denn für manche krystallinische Schiefer ist gerade hier in den letzten Jahren eine Entstehung durch Druck (Dynamometamorphose) aus paläozoischen Sedimenten oder aus Eruptivgesteinen dargethan worden.

II. Die paläozoische Gesteinsgruppe.

Über den Schichten der archäischen Gesteinsgruppe folgen die der paläozoischen, an manchen Orten ohne scharfe Grenze: die krystallinische Natur der archäischen Schiefer tritt nach oben hin immer mehr zurück und sie gehen schließlich in gewöhnliche sedimentäre, fossilienführende Thonschiefer über. Außer den Thonschiefern spielen in der paläozoischen Gesteinsgruppe besonders Grauwacken, Sandsteine, Konglomerate, verschiedene Kalke und Kalkmergel, endlich in gewissen Schichten Steinkohlen eine große Rolle. Dazu gesellen sich die verschiedenen ältern Eruptivgesteine.

Die Mächtigkeit der paläozoischen Gesteinsgruppe ist sehr bedeutend. In Nordwest-, Mittel- und Südeuropa, ebenso in den meisten außereuropäischen Verbreitungsgebieten sind die Schichten stark aufgerichtet, gefaltet und verworfen. Im Norden und Nordosten Europas und teilweise im Osten Nordamerikas haben sie dagegen noch eine flache Lage behalten.

In den paläozoischen Sedimentgesteinen finden wir die ersten sichern Spuren des Lebens, eine Gesellschaft von Tieren und Pflanzen von ganz fremdartigem Charakter. Noch gab es keine Pflanzen mit Blüten; keine Laubbäume, sondern gigantische Schachtelhalme, Baumfarne, riesenhafte Bärlappgewächse, untergeordnet auch Nadelhölzer und Sagopalmen setzten die Wälder zusammen. Vögel und Säugetiere fehlten ganz. Insekten waren vorhanden, ebenso Spinnen und Skorpione.

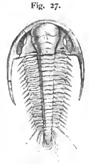
Im Wasser lebten einige Reptilien und zahlreiche Amphibien, die höchst organisierten Wesen der damaligen Zeit. Unter den Fischen fehlten die Knochenfische, denen die Mehrzahl der heute lebenden Formen angehört; dafür traten Ganoide (Schmelzschupper), Panzerfische (mit Panzern aus Knochentafeln) und Haifische in großer Zahl auf. Fremdartige Krebstiere, Kopffüßler, Schnecken, Muscheln, Armfüßler, Stachelhäuter belebten das Meer, auf dessen Boden Korallen Riffbauten aufführten. Diese Organismen sind freilich nicht aus allen paläozoischen Schichten bekannt. Vielmehr trifft man Amphibien und Reptilien, Spinnen

und Insekten, ebenso Landpflanzen und Fische nur oder fast nur in den jüngern Schichten. Aber auch die niederen Meerestiere treten in den älteren Schichten an Zahl der Arten zurück, so dass wir in den ältesten Ablagerungen nur eine einförmige, arme Lebewelt finden.

Nach den eingeschlossenen Fossilien hat man die gesamte paläozoische Gesteinsgruppe in 5 Systeme eingeteilt: 1. das kambrische System, 2. das silurische System, 3. das devonische System, 4. das karbonische System oder Steinkohlensystem, 5. das permische System.*)

1. Das Kambrische System, so genannt nach der Landschaft Cambria d. i. Wales, umfasst die ältesten fossilienführenden Ablagerungen, bestehend aus Thonschiefern, Sandsteinen, Konglomeraten, Grauwacken, hier und da auch Kalken. Die Ablagerungen enthalten eine Fauna, die überall, wo man sie auch trifft, merkwürdig gleichartig zusammengesetzt ist. Die wichtigste Rolle spielen in ihr die Trilobiten, eine gänzlich der paläozoischen Zeit angehörende Familie der Krebse (Fig. 27), daneben auch gewisse Brachiopoden. So dürftig die kambrische Fauna ist, was die Zahl der Arten anbetrifft, so ist sie doch noch immer viel zu reich, als dass man sie als die allerälteste, als die Urfauna ansehen könnte; sie ist nur die älteste, die wir kennen. Schon die verhältnismäßig große Zahl von Tiergruppen, die Vertreter haben, weist darauf hin, dass ältere Faunen vorangegangen sein müssen.

Fig. 27.



Parodoxides, ein kambrischer Trilobit.

Von der Gestaltung der Erdoberfläche während der kambrischen Periode können wir uns nur schwer eine Vorstellung machen. Den Mangel an kalkabsondernden Organismen und das Auftreten von blinden und von sehr großäugigen Tieren, wie sie heute in der Tiefsee gefunden werden, hat man als Beweis für die Existenz sehr tiefer Meere gedeutet. Allein heute ist man davon zurückgekommen und sieht gerade in den kambrischen Schichten die Niederschläge seichter Meere. Es hat sich an manchen Stellen direkt eine Strandfacies erkennen lassen mit groben Konglomeraten und Sandsteinen, die gleichwohl jene blinden Tiere enthält. Auch die zahlreichen Thonschiefer sprechen für die Nähe des Landes; denn nur von einem solchen kann der Schlamm stammen, der sie zusammensetzt. Dieser vollkommene Frontwechsel, der sich in verhältnismäßig kurzer Zeit vollzog, zeigt, wie wenig wir eigentlich noch wissen. Aller Wahrscheinlichkeit nach bestand im nördlichen atlantischen Ocean ein Festland, dem noch das Gebiet der heutigen Hebriden und Lofoten angehörte; östlich davon lag die Grenze des Meeres, das sonach mehr oder minder das ganze Europa bedeckte.

*) Wir citieren als ausgezeichnete ausführliche Formationslehre hier: M. Neumayr, Erdgeschichte. Bd. II. 2te Auflage, bearbeitet von V. Uhlig. Leipzig 1895.

2. Das silurische System hat seinen Namen von dem alten britischen Volksstamm der Silurer. Petrographisch zeichnet es sich vor dem Kambrium durch das Zurücktreten der Thonschiefer und das Hervortreten der Kalke aus. Gewaltig ist der Fortschritt, den die silurische Lebewelt im Vergleich zur kambrischen erkennen lässt. Insbesondere die niederen Meerestiere zeigen einen Reichtum an Formen, wie er wohl zu keiner Zeit übertroffen worden ist. Die Tiergesellschaft ist wesentlich anders als in der kambrischen Periode, z. T. allerdings auch deswegen, weil wir aus dem Silur sehr zahlreiche und mannigfache Facies kennen. Eine Hauptrolle spielen die Trilobiten, die jedoch durch Arten vertreten sind, die von den kambrischen abweichen. Daneben haben verschiedene Cephalopodengattungen, Verwandte des noch lebenden Nautilus, große geologische Bedeutung für die Bestimmung des Alters der Horizonte (*Orthoceras* (Fig. 28), *Phragmoceras*, *Lituites* u. s. w.). Reich entwickelt sind die Brachiopoden.

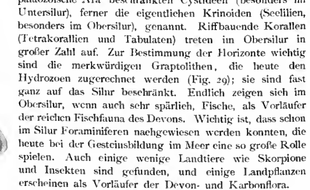
Fig. 28.



Orthoceras. (Nach Zittels Paläozoologie.)

Von den Echinodermen seien die ganz auf die paläozoische Ära beschränkten Cystideen (besonders im Untersilur), ferner die eigentlichen Krinoiden (Seelilien, besonders im Obersilur), genannt. Riffbauende Korallen (Tetrakorallien und Tabulaten) treten im Obersilur in großer Zahl auf. Zur Bestimmung der Horizonte wichtig sind die merkwürdigen Graptolithen, die heute den Hydrozoen zugerechnet werden (Fig. 29); sie sind fast ganz auf das Silur beschränkt. Endlich zeigen sich im Obersilur, wenn auch sehr spärlich, Fische, als Vorläufer der reichen Fischfauna des Devons. Wichtig ist, dass schon im Silur Foraminiferen nachgewiesen werden konnten, die heute bei der Gesteinsbildung im Meer eine so große Rolle spielen. Auch einige wenige Landtiere wie Skorpione und Insekten sind gefunden, und einige Landpflanzen erscheinen als Vorläufer der Devon- und Karbonflora.

Fig. 29.



Graptolithen.

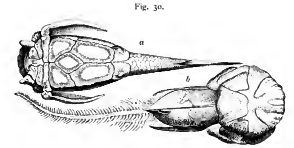
Während das kambrische System überall eine nur wenig wechselnde Entwicklung zeigt, ist das beim Silur nicht mehr der Fall. Hier treten bereits geologische Provinzen auf, deren Entstehung wohl auf die ungleiche Verteilung von Wasser und Land zurückzuführen ist. Es lässt sich eine nordeuropäische echt marine Entwicklung, der auch die nordamerikanischen und überhaupt die außereuropäischen Vorkommnisse entsprechen, von einer böhmisch-südeuropäischen unterscheiden, die nicht im offenen Ocean, sondern in relativ abgeschlossenen Meeresbecken entstanden sein dürfte.

Am großartigsten ist das Silur in Nordamerika entfaltet, wo es konkordant auf dem Kambrium aufliegt und konkordant vom Devon und

Karbon überlagert wird, sodass man hier die ganze Serie der paläozoischen Ablagerungen in einer absoluten Vollständigkeit vor sich hat.

3. Das devonische System schließt sich mit seinem Fossilinhalt auf das engste dem silurischen an. Als Typen, die hier neu erscheinen oder doch wenigstens eine bisher ungeahnte Ausbreitung gewinnen, sind nur die Ammoniten und die Fische zu nennen. Erstere, nahe Verwandte der silurischen Nautiliden und wie diese zu den Cephalopoden gehörend, spielen eine besonders wichtige Rolle, die sie bis zum Schluss der mesozoischen Ära behalten. Den wichtigsten Charakterzug erhält aber die Devonfauna durch das Auftreten der Fische, die im Silur nur ganz spärlich vorhanden waren; es sind die ersten Wirbeltiere, die auf dem Schauplatz des Lebens erscheinen. Von haifischartigen Selachieren sind allerdings nur einzelne Teile, besonders Zähne, erhalten; von den Ganoiden

Fig. 30.



Devonische Fische aus dem alten roten Sandstein von Schottland.
a Pterichthys, Flügelfisch, Bauchseite. *b* Coccosteus, Rückenseite.

(Verwandte des Stör) sind dagegen ganze Exemplare fossil gefunden worden, ebenso von den Panzerfischen (Panzerganoiden oder Placodermen) (Fig. 30). In großer Zahl finden sich Krinoiden, Korallen, vor allem Brachiopoden; die Trilobiten treten mehr zurück.

In Europa ist das Devon besonders typisch im rheinischen Schiefergebirge entwickelt, außerhalb Europas in Nordamerika. Bemerkenswerter Weise erscheint es in Europa in zwei Ausbildungsarten. Bald besteht das System aus Kalk, Thonschiefer und grauwackenartigen Sandsteinen von grauer und brauner Farbe; diese Gesteine enthalten massenhafte Reste von niederen Meerestieren, so z. B. im rheinischen Schiefergebirge. An anderen Orten, so im größern Teil von England, in Schottland und z. T. in Irland erscheint das Devon dagegen als roter Sandstein (Old red sandstone oder Old red schlechthin), dessen Mächtigkeit in England auf 3000 *m* geschätzt wird; es fehlen jene unzweifelhaft marinen Tierreste. Dagegen treten Fische auf, Riesenkrebse, endlich auch Landpflanzen. In den russischen Ostseeprovinzen mengen sich beide Ausbildungsarten

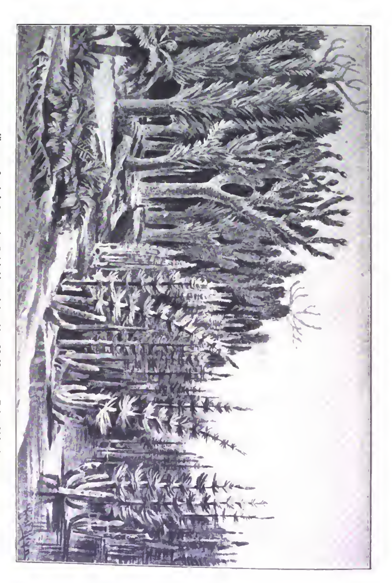


Fig. 31. Landschaft aus der Steinkohlenperiode. (Aus M. Neumayrs Erdgeschichte.)

und greifen ineinander ein. An der marinen Entstehung des normalen Devons kann ein Zweifel nicht bestehen. Anders ist es mit dem Old red. Die englischen Geologen nehmen an, dass er sich in abgeschlossenen, vielleicht brackischen Becken bildete. Nicht unmöglich ist aber auch eine Entstehung auf dem Land, etwa entsprechend der Entstehung der heutigen Gangesebene oder der Poebene durch Zuschüttung eines Senkungsfeldes Die Fische würden dann in Flüssen und in deren Mündungsgebiet gelebt. haben. Sicher ist nur, dass wir im Old red das unmittelbare Abschwemmungsprodukt ausgedehnter Landflächen vor uns haben, die sich aus den Meeren heraus erhoben und zwar höchst wahrscheinlich im Norden, im Gebiet des heutigen nördlichen atlantischen Oceans.

4. Das Karbonsystem hat seinen Namen von dem verhältnismäßig häufigen Vorkommen von Steinkohlenlagern. Immerhin tritt doch auch hier die Kohle als Gestein gegenüber andern Gesteinen, besonders Kalk, Sandstein und Schieferthon, an Quantität ganz zurück. Die Steinkohlenformation zeigt uns zum erstenmal ein reiches Leben auf dem Lande, vor allem eine reiche Vegetation von ganz eigentümlichem Charakter (Fig. 31).*) Verwandte von Pflanzen, die wir als unscheinbare Gewächse am Boden des Waldes und in Sümpfen zu finden gewohnt sind, setzen ganze Wälder zusammen: riesenhafte Schachtelhalme *(Calamites* als Stamm, ***Annularia*** wohl als Äste dieses Stammes), nicht minder große Baumfarne, vor allem aber merkwürdige Schuppenbäume (Lepidodendren, Verwandte des Bärlapp) und Siegelbäume (Sigillarien), deren Wurzeln wie die der Lepidodendren als Stigmarien bezeichnet werden. Daneben treten als höchststehende Pflanzen auch Koniferen, wenn auch selten auf *(Walchia).* Inmitten dieser Wälder lebten Heuschrecken, schabenartige Tiere, Spinnen, Skorpione und als höchst entwickelte Wirbeltiere Stegocephalen oder Panzerlurche. Es sind das Amphibien, die aber auch Merkmale der Reptilien in sich vereinigen und wohl als Stammformen beider Ordnungen des Tierreiches gelten müssen. Sowohl krokodilartige als auch schlangenartige Formen kommen unter ihnen vor.

Auch in den karbonischen Meeren tritt uns eine reiche Fauna entgegen. Eine wichtige Rolle spielen Foraminiferen, speciell die Gattung Fusulina und deren Verwandte (Fig. 32), die gewaltige Kalkablagerungen (Fusulinen-Kalk) zusammensetzt, wie sie ihresgleichen nur in den tertiären Nummulitenkalken haben. Korallen und Crinoiden finden sich nicht viel anders als im Devon. An Stelle der Cystideen sind die Blastoideen getreten. Die Brachiopoden haben abgenommen, ebenso die Nautiliden und die Trilobiten sind fast ausgestorben. Unter den Fischen sind im Vergleich

Fig. 32.

Fusulina, eine karbonische Foraminifere (stark vergrößert).

*) Erläuterung zu Figur 31. Rechts im Wasser stehen grosse Schachtelbalme, links im Vordergrund Baumfarne. Die wedelartigen Bäume im Hintergrund links sind Siegelbäume, die stark verästelten dagegen Lepidodendren.

zum Devon die Panzerfische zurück und die Ganoiden mit ihren Schmelzschuppen in den Vordergrund getreten.

Diesen paläontologischen Charakter zeigt die Karbonformation auf dem größeren Teil der Erdoberfläche. Merkwürdigerweise aber giebt es Gebiete, die sich paläontologisch ganz anders verhalten und deren Karbonschichten man nach ihrem Fossilinhalt viel eher einer weit jüngeren Formation zurechnen würde, wenn nicht die stratigraphischen Verhältnisse, insbesondere die Überlagerung durch unzweifelhaft permische Schichten ihr Alter ganz sicher stellen würden. Diese Funde gruppieren sich um den indischen Ocean und gehören wohl einem alten Kontinent an, der heute zum größten Teil zur Tiefe gebrochen ist und von dem sich Reste in Indien, Australien und Afrika erhalten haben. Das untere Karbon dieser Gebiete ist normal entwickelt. Im Oberkarbon aber tritt eine Flora von mesozoischem (triassischem) Charakter auf, die keine der charakteristischen Gattungen der Kohlenformation, keine Sigillarien, Kalamiten, Lepidodendren, dafür aber Schachtelhalme, Farne, Sagopalmen und Nadelhölzer von weit jüngerem Typus enthält. Diese Flora wird nach der häufigsten Farnart Glossopteris-Flora genannt. So trug die Gegend des indischen Oceans ein für die damalige Zeit hypermodernes Pflanzenkleid, während die übrige Welt noch das alte paläozoische Gewand nicht abgelegt hatte. Sie war gleichsam ihrer Zeit ein gutes Stück voraus.

Schon die Schilderung des paläontologischen Inhalts der Karbonformation zeigt, dass auch sie uns in verschiedener Ausbildung vorliegt. Die litoralen und lakustren Bildungen setzen das sogenannte produktive Kohlengebirge zusammen, dessen Kohlenflötze z. T. am Ort, wo die Vegetation wuchs, in Sümpfen entsprechend etwa den heutigen Mangrovesümpfen, z. T. aber wohl auch durch Zusammenschwemmen von Baumstämmen unmittelbar an der Meeresküste, etwa in Deltas oder auch in Seeen entstanden sind. Die marinen Bildungen treten teils als Kohlenkalk (so genannt wegen der Zugehörigkeit zur Kohlenformation, nicht wegen Beimengung von Kohle) und zwar als unterer und als oberer (Fusulinen-Kalk) Kohlenkalk auf, teils als Sandstein und sandiger Schiefer (Kulm). Jede dieser Ausbildungsformen ist nicht etwa an ein bestimmtes Niveau geknüpft, sondern kann sich in allen Etagen der Kohlenformation zeigen. Nur der Kulm gehört im allgemeinen der unteren Steinkohlenformation an. Nicht überall treten alle diese Ausbildungsformen auf. An vielen Orten fehlt die produktive Steinkohlenformation oder tritt doch stark zurück, und der Kohlenkalk dominiert. Das ist z. B. in Russland der Fall, während in Deutschland im unteren Karbon Kulm und Kohlenkalk, im obern aber die litoral-binnenländischen Bildungen, d. h. das produktive Kohlengebirge erscheinen.

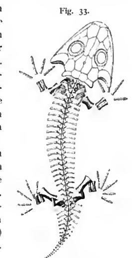
Von den Zuständen unserer Erdoberfläche zur Zeit der Steinkohlenformation können wir uns noch kein rechtes Bild machen. Eine sehr erhebliche Ausdehnung des Landes muss angenommen werden, sodass

uns die Karbonperiode als eine Festlandsperiode erscheint. Freilich dürfte das Land zu einem guten Teile in Inseln aufgelöst gewesen sein, etwa entsprechend den Sundainseln. Sicher ist, dass in dieser Periode ausgedehnte Gebirge an manchen Orten, so besonders im westlichen und mittlern Europa entstanden, die an Größe mit den heutigen Kettengebirgen wetteifern.

Früher nahm man für die Karbonzeit ein besonders heißes Klima und eine besonders kohlensäurereiche Atmosphäre an. In neuerer Zeit ist man jedoch davon zurückgekommen. Verhältnismäßig gleichförmig muss, wenigstens zwischen 30 und 75° N. Br. — so weit reichte die gleichförmige Karbonflora —, das Klima allerdings gewesen sein und dabei gemäßigt warm. Ja, wenn sich die Schlüsse bestätigen, die in neuester Zeit aus dem Auftreten moränenartiger Ablagerungen in den Karbonschichten der Glossopterisflora gezogen worden sind und die für eine intensive Vergletscherung ausgedehnter Länder in der Karbonzeit sprechen, so müssten wir für manche Teile der Erde für die damalige Zeit ein direkt kühles Klima annehmen. Doch scheinen uns die Akten über die karbonische Eiszeit heute noch nicht geschlossen.

5. Das permische System*) lehnt sich in seinem Fossilinhalt einigermaßen dem Karbon an. Auch aus dieser Zeit sind sowohl Land- als Meerbewohner bekannt. Der Flora, die im übrigen der Karbonflora ähnlich ist, fehlen die Sigillarien und Lepidodendren, die im Karbon eine so hervorragende Rolle spielen. Im Meer bilden Foraminiferen mächtige Ablagerungen. Die Stelle der riffbauenden Korallen haben dagegen z. T. (z. B. in Thüringen) Bryozoen eingenommen. Unter den Fischen dominieren die Ganoiden. Die Familie der Stegocephalen hat im Perm zahlreiche Vertreter (Fig. 33). Daneben treten die ältesten bekannten Reptilien auf.

Fig. 33.



Branchiosaurus.
(Nach Neumayrs Erdgeschichte.)

Zweierlei Arten der Entwicklung lassen sich, wie beim Devon und Karbon, so auch beim Perm unterscheiden: eine marine und eine litoral-binnenländische. Die echt marine — sogen. indo-uralische — Entwicklung muss als die normale gelten. Sie findet sich auf dem Boden Europas nur im Süden (Sicilien, Alpen z. T.) und im Osten (Ural), ferner in Nordindien, z. T. auch in Nordamerika. Die Ablagerungen entstanden in einem Meer von z. T. großer Tiefe, das sich von Texas über den atlantischen Ocean in das Mittelmeergebiet und bis zum Ural und Indien dehnte. In Mittel- und Westeuropa tritt die litoral-binnenländische Entwicklung auf, die

*) Nach dem russischen Gouvernement Perm so genannt.

sich durch eine sichtlich verarmte Fauna auszeichnet und in einem seichten brackischen Binnengewässer, etwa entsprechend dem heutigen Schwarzen Meer, zur Ablagerung kam. Das Perm zerfällt hier in zwei streng geschiedene Abteilungen: das Rotliegende und den Zechstein.*) Das Rotliegende ist ein roter Sandstein (in England lower new red), z. T. mit Thonen und Konglomeraten, mit Landpflanzen, Insekten, Krebsen, Fischen und Amphibien, dessen Entstehung vielleicht analog der der Poebene zu denken ist. Marine Typen fehlen ganz. Zahlreiche Eruptivgesteine durchsetzen ihn. Darüber lagert und zwar meist in etwas anderer horizontaler Verbreitung der Zechstein, eine kalkigthonige Gyps- und Steinsalz (Stassfurt, Sperenberg bei Berlin) führende Schichtfolge. An der Sohle des Zechsteins finden sich in Thüringen die Mansfelder Kupferschiefer. An vielen Orten, so in Mitteleuropa und in den Alpen, ist die Permperiode durch intensive vulkanische Eruptionen, z. T. auch durch Gebirgsbildung ausgezeichnet, welche als Fortsetzung der regen Gebirgsbildung erscheint, die in der Karbonperiode die Erdoberfläche ergriffen hatte.

III. Die mesozoische Gesteinsgruppe.

An der Zusammensetzung der Schichten der mesozoischen Ära beteiligen sich im wesentlichen die gleichen Gesteine, die wir in der paläozoischen Gesteinsgruppe kennen gelernt haben. Nur Thonschiefer treten ganz zurück und werden durch Schieferthone, Thone und Mergel ersetzt und Kalke spielen eine viel größere Rolle. Eruptive Gesteine sind viel seltener, da in der ganzen Periode die eruptive Thätigkeit schwächer gewesen zu sein scheint als in der paläozoischen Ära und besonders an deren Ende.

Die Mächtigkeit der mesozoischen Gesteinsgruppe wechselt sehr und erreicht in einzelnen Gegenden viele Tausende von Metern; immerhin ist sie erheblich geringer als die Mächtigkeit der paläozoischen Schichten, ein Umstand, aus dem man wohl auf eine kürzere Dauer der mesozoischen Ära schließen darf. Auch die Lagerung ist anders. Während die paläozoischen Schichten fast durchweg, wo sie auftreten, stark gestört sind, ist das mit den mesozoischen keineswegs der Fall. Sie liegen sogar im größern Teil ihres Verbreitungsgebietes flach.

Eine Reihe von scharf ausgesprochenen paläontologischen Zügen zeichnet die gesammte mesozoische Ära sowohl gegenüber der paläozoischen als auch gegenüber der känozoischen aus. Das hervorstechendste Merkmal ist die ganz enorme Entwicklung und Verbreitung der Reptilien. Während heute nur die Vertreter von 4 Ordnungen der Reptilien auf der Erde leben, nämlich Krokodile, Eidechsen, Schlangen und Schildkröten, sind aus der mesozoischen Ära Vertreter von 12 Ordnungen bekannt. Darunter finden wir gewaltige Ungeheuer von Hausgröße. Sowohl im

*) Daher wurde die ganze Formation auch Dyas genannt.

Meer als auf dem Lande waren sie die Herren der Schöpfung. Neben ihnen treffen wir Amphibien; Säugetiere und Vögel treten dagegen erst in den obersten Schichten auf.

Die Vegetation war während des größten Teiles der mesozoischen Ära noch von blütenlosen Pflanzen zusammengesetzt, von Schachtelhalmen, Baumfarnen, Nadelhölzern und Sagopalmen. Erst gegen das Ende zeigen sich Palmen und verschiedenartige dikotyledone Pflanzen.

Die Meeresfauna erhält, von den im Meer lebenden Reptilien abgesehen, nur durch das massenhafte Auftreten von Ammoniten und Belemniten ein einigermaßen fremdartiges Gepräge; im übrigen aber fehlen durchgreifende Unterschiede gegen früher oder später, so dass nach oben wie nach unten sich Übergänge zeigen. Aber auch die geschilderten Gegensätze in der Tier- oder Pflanzenwelt auf dem Lande treten nicht plötzlich auf. Eine Grenze zwischen den mesozoischen Schichten einerseits und den paläozoischen andererseits kann daher nicht für die ganze Erde, sondern nur für gewisse Teile derselben scharf gezogen werden.

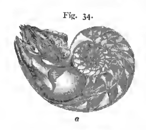
Die Gesamtheit der mesozoischen Schichten wird heute allgemein in 3 Systeme eingeteilt: nämlich 1. das Triassystem, 2. das Jurasystem, 3. das Kreidesystem. Galt schon von dem ganzen Schichtkomplex der Gesteinsgruppe, dass hier und da ihre obere oder ihre untere Grenze unbestimmt ist, so gilt das natürlich noch mehr von den Grenzen der Unterabteilungen gegeneinander. Bei der stetigen Entwicklung der Tier- und Pflanzenwelt wie auch der Gestaltung der Erdoberfläche kann uns das nicht Wunder nehmen.

6. Das Triassystem hat seinen Namen davon, dass es in Deutschland, wo es zuerst eingehend untersucht wurde, in scharf ausgesprochener Dreigliederung, als Buntsandstein (untere Trias), Muschelkalk (mittlere Trias) und Keuper (obere Trias) auftritt. An der Zusammensetzung der Trias beteiligen sich Sandsteine, Schiefer, Mergel und Kalke. Sehr scharf lässt sich der Gegensatz einer binnenländischen und einer pelagischen Entwicklung erkennen; der Unterschied ist so durchgreifend, dass man lange Zeit an eine Parallelisierung beider gar nicht dachte. Auch heute ist eine solche erst ganz aus dem Groben heraus erfolgt, da nur ganz wenige Horizonte durchverfolgt sind, so vor allem die alleroberste, sogenannte rätische Stufe der Trias; auf eine Parallelisierung aller Horizonte muss man dagegen ganz verzichten.

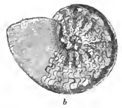
Wie überall, so ist auch in der Trias die rein marine (pelagische) Entwicklung die häufigste und am meisten einheitlich über weite Strecken verbreitet. Nur gerade in Europa tritt sie verhältnismäßig zurück; sie findet sich hier am reichsten in den Ostalpen, außerdem aber in Sicilien, in den Karpaten, außerhalb Europas im Himalaya, in Japan, auf Timor, auf Neukaledonien und Neuseeland und im westlichen Nordamerika, ferner in einem Kranz von Lokalitäten am nördlichen Eismeer. Mächtige Kalke, dann auch Mergel und mehr untergeordnet Sandsteine stellen die Ablagerungen des alten Triasmeeres in den Alpen dar. Die triassischen

Kalke (z. B. in der obern Trias Hauptdolomit und Dachsteinkalk) bilden die Hauptmasse des Materials, das die nördlichen und die südlichen Kalkalpen östlich der Rhein — Splügen-Linie aufbaut. Zahllose, z. T. nur ganz lokal entwickelte Horizonte sind hier unterschieden und mit Namen belegt worden. Zu ihrer Charakterisierung sind besonders die Ammonshörner wichtig, die in einer unglaublichen Mannigfaltigkeit vorkommen, wie, vom Jura abgesehen, nie vorher und nachher (Fig. 34 und 35). Darunter finden sich auch noch einzelne Formen von paläozoischem Charakter. Da andererseits auch manche Cephalopoden jurassischen Gepräges erscheinen, z. B. Verwandte der Belemniten, und analoge Anklänge an ältere und jüngere Faunen sich auch bei den Muscheln und Brachiopoden zeigen, so erweist die pelagische Trias in ihrem Fossilinhalt einen ganz allmählichen Übergang von der permischen zu der jurassischen Lebewelt.

Fig. 34.



a

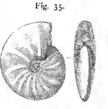


b

a Nautilus, ein lebender Cephalopode mit geöffneter Schale. (Nach Zittels Paläozoologie.)

b Ceratites nodosus, ein triassischer Ammonit.

Fig. 35.



Ptychites, ein alpiner triassischer Ammonit.

In sich selbst sind die marinen Schichten der Trias aber keineswegs absolut gleichmäßig entwickelt. Im Gegenteil, auf dem kleinen Boden der Ostalpen finden wir denselben Horizont oft ganz verschieden ausgestaltet. Zunächst zeigen sich besonders in der mittlern und obern Trias in großartiger Weise von Ort zu Ort große Faciesunterschiede. Ein und derselbe Horizont kann durch eine dünne Schiefer-, Mergel- oder Sandsteinschicht oder auch durch eine mehrere hundert, ja bis zu tausend Meter mächtige Kalk- oder Dolomitenablagerung vertreten werden. Dabei können sich die verschiedenen Facies auf wenige Kilometer ablösen. Eine Reihe gigantischer Dolomit- und Kalkklötze, die der Schichtung gänzlich entbehren und deren zeitliche Äquivalente als dünne Mergelbänke dicht neben ihnen liegen, sind zuerst von v. Richthofen als alte Korallenriffe gedeutet worden; v. Mojsisovics hat das später durch eingehende Untersuchungen bestätigt. Man spricht in diesem Fall von einer Rifffacies (vgl. unten den Abschnitt über Korallenbauten). Andere mächtige, aber geschichtete Kalkablagerungen sind größtenteils durch Kalkalgen abgesetzt worden, deren Kalkröhrchen als Gyroporellen in Massen fossil vorkommen. Neben diesen Faciesgegensätzen zeigen sich aber auch in gewissen Schichten der alpinen Trias Gegensätze im palä-

ontologischen Inhalt der Ablagerungen zwischen den nördlichen und den südlichen Kalkalpen. Diese Gegensätze werden auf eine Landbrücke im Gebiet der heutigen Centralalpen zurückgeführt, die zwei alte Meeresteile als zoogeographische Provinzen etwa so trennte, wie heute Centralamerika den pacifischen Ocean vom Golf von Mexiko trennt. Diese Trennung, die an der unteren Grenze des Muschelkalkes beginnt, hört in der alleroberstcn Trias, in der räthischen Stufe, auf.

In jeder Beziehung, sowohl in petrographischer als auch in paläontologischer, verschieden ist die binnenländische Entwicklung. Hier spielen Sandsteine die wichtigste Rolle, ferner Mergel, mehr untergeordnet allerdings auch Kalke. Nicht selten sind Gyps und Salzlager, besonders in der mittlern Trias, im Muschelkalk. Die Entstehung dieser Bildungen müssen wir uns z. T. an der Küste, in Buchten oder seichten Binnenmeeren, zu einem guten Teil wohl auch auf dem Lande nach Art der Bildung der Poebene denken. Das vollkommene Fehlen jeglicher mariner Fossilien und vor allem Fährten von Tieren und Sprünge, die durch das Austrocknen des abgelagerten Schlammes entstanden sein müssen und dann zugeschüttet wurden, lehren uns das auf das deutlichste. Die Salzlager dürften sich dagegen z. T. in abflusslosen Seeen, z. T. aber auch in Lagunen am Meeresufer abgesetzt haben.

Aus meist rot, aber lokal auch grau, weiß, grünlich und gelblich gefärbten Sandsteinen besteht der Buntsandstein Deutschlands. Darüber folgt der marine Muschelkalk, der sichtlich einer Ausdehnung des Meeres entspricht, und darüber wieder Sandstein und Mergel — der Keuper. In England fehlt die Einschaltung einer Kalkschicht, und der obere und der untere Sandstein verschmelzen in eine einheitliche Ablagerung, den obern new red, der in England die ganze Trias repräsentiert. In analoger Weise als Binnenbildung finden wir die Trias auch in einem großen Teil Russlands, im östlichen Nordamerika in den Apalachien und im Felsengebirge entwickelt, ferner auf der vorderindischen Halbinsel und in Südafrika, ebenso in Argentinien.

In den Binnenablagerungen treffen wir die Überreste der Lebewesen, die der Trias ihren hervorstechendsten Charakter geben. Da haben wir als Vertreter der Amphibien eine Reihe von Stegocephalen, als Vertreter der Reptilien eine Reihe von Sauriern von oft bizarrer Form (z. B. ***Nothosaurus*** mit vogelartig gestrecktem Hals); z. T. lebten sie im Wasser, z. T. auf dem Land. Zu den Reptilien gehören auch krokodilartige Tiere und in Südafrika die eigentümlichen Anomodonten, die heute ihresgleichen nicht auf der Erde haben und Merkmale der Schildkröten mit solchen der Krokodile und Eidechsen vereinigen. Zu dieser Gruppe sind wahrscheinlich auch die Placodonten zu rechnen, deren eigentümliche Kauplatten in der europäischen Trias gefunden werden. Die Zahl der Arten von Amphibien, vor allem aber von Reptilien, die zur Triaszeit die Erde bevölkerten, war sehr groß. Viele von ihnen kennen wir allerdings nur aus den Fußabdrücken, die sie im feuchten Sand und

Schlamm der Küste oder der Flussufer hinterlassen haben. Aus diesen Fährten muss man z. T. auf Tiere von riesenhafter Größe mit einer Schrittweite bis zu 4 *m* schließen. Einige Arten gingen aufrecht auf den beiden Hinterbeinen, sich dabei auf ihren Schwanz stützend und ließen sich nur gelegentlich auf die kleinen Vorderfüße herab (Fig. 36).

Fig. 36.

Fährten im Sandstein von Hessberg bei Hildburghausen. ⅙ nat. Gr.
a linker, *b* rechter Hinterfuß;
c linker, *d* rechter Vorderfuß.
e Fährten eines kleineren Tieres.
Sprünge, durch Eintrocknen des Sandes entstanden, durchsetzen die Fährten.

In der obersten Trias zeigen sich schon die allerersten Spuren von Vertretern der höchsten Klasse des Tierreichs. In Südafrika ist ein Schädel gefunden worden, dessen Zähne Säugetiercharakter haben *(Tritylodon)*; Zähne, die sich wahrscheinlich auf dasselbe Tier zurückführen, waren schon vorher aus der obern Trias Württembergs bekannt. Gleichwohl kann *Tritylodon* nach Seeley nicht als Säugetier gelten, sondern nur als ein Reptil mit Anklängen an Säuger; wir haben in ihm ein Bindeglied zwischen den heutigen Säugern und den Reptilien zu erkennen. Sichere Spuren von Säugetieren sind aber in der Trias von Nordkarolina gefunden worden. Sehr bezeichnend ist, dass diese ältesten Säuger der niedrigsten Ordnung, den Beuteltieren, angehören.

Unter den Fischen dominieren die Haie und die Ganoiden; in großer Zahl treten Lungenfische (Dipnoer) auf.

Die triassische Flora schließt sich noch ganz der permischen an: Cycadeen und Koniferen spielen die Hauptrolle, ferner Farne und Schachtelhalme.

Aus der Verbreitung der marinen Schichten, sowie der binnenländischen Entwicklung, die zur Konstatierung geologischer Provinzen führt, können wir uns, wenn auch nur in groben Zügen, eine angenäherte Vorstellung von der Verteilung von Wasser und Land zur Triaszeit bilden. Ein großes, zusammenhängendes Meeresbecken war vorhanden, das ungefähr dem heutigen pacifischen Ocean und dem nördlichen Eismeer entsprach. Ein Ausläufer erstreckte sich wahrscheinlich von Norden her nach dem nördlichen Indien. Ein wenigstens zur Zeit der untern und mittlern Trias einheitliches Meeresbecken bestand im Gebiet der Ostalpen und in Südeuropa, analog

dem heutigen Mittelmeer;*) nur durch eine enge Straße trat es nach Osten hin mit dem offenen Ocean in Beziehung. Im Gebiet des indischen Oceans aber müssen wir ein ausgedehntes Festland annehmen, dem sowohl die vorderindische Halbinsel als auch Südafrika angehörten, und ebenso ist es wahrscheinlich, dass der atlantische Ocean nicht existierte, da auch in Südamerika Land war. An den Rändern dieser Landmassen in Buchten und inmitten derselben in Becken kam die binnenländische Entwicklung der Trias zur Ablagerung.

7. Das Jurasystem hat seinen Namen vom schwäbischen Juragebirge erhalten, wo es trefflich entwickelt und in einer ganz ausgezeichneten Weise studiert ist. Eingeteilt wird es in drei große Unterabteilungen: in den oberen Jura (auch Malm oder weißer Jura genannt), in den mittlern Jura (brauner Jura oder Dogger) und in den Lias (schwarzer, unterer Jura).

Die Schichten des Jurasystems sind sehr mannigfach ausgebildet; neben vorherrschenden Kalken und Mergeln aller Art finden wir auch Schieferthone. Sandsteine treten mehr zurück, desgleichen Eruptivgesteine. Die Gesteine wechseln in vertikaler Richtung oft miteinander und zeigen dadurch an, dass die Verhältnisse, unter denen die Sedimente sich bildeten, häufige Veränderungen erlitten. Auch im Jura läßt sich eine küstennahe, binnenländische und eine pelagische Entwicklung unterscheiden. Besonders in der ersteren wechseln die Verhältnisse in ein und derselben Stufe von Ort zu Ort. Petrographisch einen Horizont durchzuverfolgen ist hier weniger möglich als irgendwo anders. Versuche, z. B. eine einheitliche Korallenstufe in Mitteleuropa aufzustellen, sind ganz verfehlt, weil sich Korallenkalk in verschiedenen Gegenden zu ganz verschiedenen Zeiten abgesetzt hat.

Die Gesamtheit der jurassischen Schichten hat, wo sie voll entwickelt ist, eine Mächtigkeit bis zu tausend Meter. Die Schichten liegen auf große Strecken hin noch vollkommen ungestört, oder doch nur wenig gefaltet und verworfen. Nur in den jüngern Kettengebirgen haben sie starke Störungen erfahren.

Wie in der Trias so spielen auch im Jura unter den Wirbeltieren die Reptilien die allerwichtigste Rolle, sodass man passend die Juraperiode als das Reptilzeitalter der Erde bezeichnet hat. Zwar trifft man auch schon mehrfach Spuren von Säugetieren aus der Klasse der Beuteltiere; auch die Überreste eines echten Vogels, des *Archaeopteryx*, sind gefunden worden; bemerkenswerter Weise zeigt er eine Reihe von Eigenschaften, die sonst den Reptilien eigen sind; gleichwohl darf man ihn nicht als ein Tier halb Vogel, halb Reptil bezeichnen (Fig. 37). Allein alle diese Funde verschwinden doch völlig neben der Unmasse von Reptilien, die aus dem Jura bekannt geworden sind. Am häufigsten ist der von

*) Über die Spaltung in der obern Trias siehe S. 67 oben.

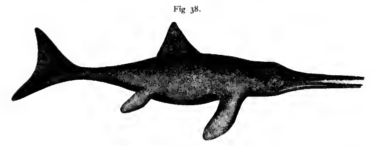
Fig. 37.



Archaeopteryx lithographicus H. v. M., $\frac{3}{5}$ nat. Gr., aus dem lithographischen Schiefer von Solenhofen in Bayern.
(Im Besitze der k. paläontolog. Sammlung zu Berlin.)

Scheffel besungene *Ichthyosaurus* (Fig. 38), ein im Meer lebendes Reptil von Delphinform mit Ruderfinnen und Rückenflosse, das lebende Junge zur Welt brachte. Ein Meerestier war auch *Plesiosaurus* mit seinem langen Hals. Die Krokodile sind durch den gavialartigen *Teleosaurus*

Fig 38.



Ichthyosaurus. 1/9 nat. Gr.
Rekonstruktion von F. Etzold, mit Berücksichtigung des auf dem internationalen Geologenkongress zu Zürich 1894 ausgestellten Stückes der Sammlung Hauff verbessert.

vertreten. Ein fliegender Saurier ist *Pterodactylus* (Fig. 39), der Sperlings- bis Rabengröße erreichte. Riesenhafte, auf dem Lande lebende Saurier, die jedoch vielleicht z. T. der Kreide angehören, sind durch Marsh aus dem großen Becken der Vereinigten Staaten bekannt geworden (*Atlantosaurus* 36 *m* lang und von Haushöhe). Im Gegensatz zu dem Reichtum an Reptilien fehlen Amphibien ganz.

Unter den Fischen dominieren noch die schmelzschuppigen Ganoiden und die Haie; doch treten auch schon viele Knochenfische auf. Krebse und zwar nahe Verwandte unserer Flusskrebse sind in großer Zahl bekannt, desgleichen Insekten. Die Ammoniten erreichen an Zahl der Arten einen nie gesehenen Reichtum. Sie sind besonders wichtig zur Verfolgung der einzelnen Horizonte. Neben ihnen spielen unter den Cephalopoden die Belemniten, nahe Verwandte der heutigen Tintenfische, die wichtigste Rolle. Zahllos sind Seeigel vorhanden und Krinoiden nicht allzuselten. Unter den Korallen finden sich nur sechsstrahlige; die vierstrahligen der paläozoischen Ära sind ganz geschwunden.

Fig. 39.



Pterodactylus. ¾ nat. Gr.
(Aus Zittels Paläozoologie.)

Bekannt durch die große Zahl der Funde prachtvollster Versteinerungen, die man der sehr energischen Gewinnung des technisch so wertvollen Gesteins dankt, sind die Solenhofer Schiefer in Franken, ein schiefriger Kalk des obern Jura, der sich offenbar als Kalkschlamm in

einer seichten Bucht niederschlug. Fußfährten von Landtieren, Land- und Wassersaurier, der *Archaeopteryx*, Krebse, auch Insekten sind in ihnen in einem wunderbar gut erhaltenen Zustand gefunden worden.

Schon der starke Wechsel des Gesteinsmaterials, den an der gleichen Stelle die verschiedenaltrigen Juraschichten aufweisen, lässt erkennen, dass die physikalischen Verhältnisse, die auf der Verteilung von Wasser und Land beruhen, im Laufe der Periode vielfache Änderungen erlitten haben. Darauf führt auch die Verfolgung der Schichten auf weite Strecken hin. In Mitteleuropa wurden am Schluss der Jurazeit weite Flächen, die vorher Meeresboden gewesen waren, Land; damals lagerten sich die Purbeckschichten als Binnenbildung in Brackwasserbecken ab. Im europäischen und asiatischen Russland (vom Kaukasus abgesehen) und an anderen Orten fehlt der untere Jura (Lias) und ein Teil des mittleren. Das Gebiet muss damals Land gewesen sein. Erst in der zweiten Hälfte des mittlern und im obern Jura wurden diese weiten Areale vom Meer überflutet. Es ist das eine der gewaltigsten Verschiebungen der Grenzen zwischen Wasser und Land, die wir kennen.

M. Neumayr hat den Versuch gemacht, an der Hand der geographischen Verbreitung der pelagischen Faunen in der Jurazeit zoogeographische Provinzen aufzustellen und daraus wie aus der Verbreitung der Küstenbildungen Schlüsse auf die geographische Verteilung von Wasser und Land zu ziehen. Fig. 40 stellt diesen genialen Versuch dar und zwar für die Zeit des obern Jura. Die Karte spricht so deutlich, dass wir auf eine Erläuterung hier verzichten können.

Aber nicht alle eigentümlichen Züge in der Verbreitung der Meerestiere lassen sich durch die Verteilung von Wasser und Land erklären. Es macht sich nämlich, wie ebenfalls Neumayr nachgewiesen hat, eine zonale Anordnung in der Verbreitung gewisser Organismen geltend, die jedenfalls auf nichts anderes als auf einen Einfluss des Klimas hinweist. Drei große Juraprovinzen lassen sich rings um den Erdball verfolgen; ihre Unterscheidung gelingt besonders an der Hand der Verbreitung der Ammoniten. Es sind das 1. die russische oder boreale Provinz, der alle Vorkommnisse in höheren nördlichen Breiten angehören. Hier fehlen Riffkorallen und eine Reihe von charakteristischen Ammoniten (*Phylloceras* etc.) vollständig, während andere Ammoniten auf diese Zone beschränkt sind; 2. die mitteleuropäische oder gemäßigte Provinz. *Phylloceras* und Gefährten kommen vor, aber selten, andere charakteristische Arten dagegen sehr häufig; Riffkorallen sind häufig. 3. die mediterrane, alpine oder äquatoriale Provinz. *Phylloceras* und Konsorten treten in Massen auf. Diese Zone hat die größte Breite und geht von 30° N. bis zu 30° S. Was ganz außerordentlich dafür spricht, dass diese zonale Gliederung wirklich auf Rechnung einer Abstufung des Klimas zwischen den Polen und dem Äquator zu setzen ist, das ist das Auftreten der mitteleuropäischen, gemäßigten Fauna auch auf der Südhemisphäre



Fig. 40. Karte der geographischen Verbreitung des Jurameers. (Nach Neumayrs Erdgeschichte.)

südlich der äquatorialen Provinz. Die Grenzen dieser Zonen sind auf der Karte (Fig. 40) dargestellt.

8. Das Kreidesystem, so genannt nach der weißen Schreibkreide, die an der Küste Englands und Nordfrankreichs und im Ostseegebiet prachtvolle Steilufer bildet, ist wohl eines der verbreitetsten Systeme. Eingeteilt wird es in die untere Kreide (mit den Unterabteilungen Neokom und Gault) und in die obere Kreide (mit den Unterabteilungen Cenomon, Turon, Senon). Die Unterschiede zwischen oberer und unterer Kreide sind auf dem größern Teil der Erde so durchgreifend, dass gewiss gerade hier eine Hauptformationsgrenze gelegt worden wäre, wenn diese Unterschiede von Anbeginn an bekannt gewesen wären.

An der Zusammensetzung des Kreidesystems beteiligen sich gewöhnliche Sandsteine, ferner Sandsteine, die durch Glaukonit grün gefärbt sind (Grünsand), Thone, Mergel und Kalke. Die weiße Schreibkreide, ein weißlicher, lockerer, zerreiblicher, abfärbender Kalk, der ein Haufwerk von organischen Resten, besonders von Foraminiferenschalen darstellt, spielt nur in den obersten Schichten der Kreideformation und auch nur in gewissen Gegenden eine Rolle. Eruptivgesteine treten ganz zurück. Was über die Lagerung der Schichten des Jura gesagt ist, gilt auch von den Kreideschichten: sie sind nur in jungen Kettengebirgen stark dislociert.

Ein scharfer Gegensatz macht sich zwischen der untern und obern Kreide in paläontologischer Beziehung geltend. Während die untere Kreide sich ziemlich eng an den Jura anschließt, treten in der obern Kreide auf einmal eine Reihe von ganz neuen Typen auf, die ihr ein wesentlich abweichendes Gepräge erteilen. Wir betonen gerade diese neuen Züge im nachfolgenden besonders; unsere paläontologische Schilderung hat also hauptsächlich die obere Kreide im Auge.

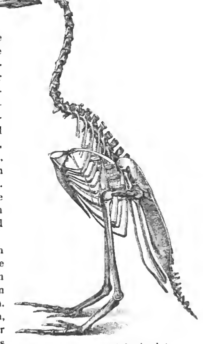
Eine tiefgreifende Wandlung vollzieht sich während der Kreideperiode in der Pflanzenwelt: zum erstenmal treten Blütenpflanzen auf und gewinnen bald die Oberhand; in den Vereinigten Staaten (Maryland und Virginia) zeigen sich die ältesten Laubbäume schon in der unteren Kreide, in Europa dagegen erst in der obern und zwar gleich mit einer ganzen Fülle von Formen, die größtenteils den heute lebenden sehr nahe stehen (Tulpenbäume, Magnolien, Eichen, Buchen, Weiden, Kirschbäume, Epheu, Aralien, Palmen, Crednerien u. s. w.). Daneben treten Farne, Nadelhölzer und Sagopalmen, die bisher die Vegetation bildeten, stark zurück.

Reste von Säugetieren sind aus der Kreide nur äußerst spärlich bekannt. In den amerikanischen Laramieschichten und im englischen Wealden (untere Kreide) sind einige Zähne gefunden worden, die niedrigstehenden Säugern angehören; ob sie von Beuteltieren, Insektenfressern oder Vertretern einer ausgestorbenen besonderen Ordnung stammen, ist noch unbestimmt. Von Vögeln sind dagegen fast vollständige Skelette gefunden worden, besonders in Amerika und zwar bemerkenswerterweise gleich von Vertretern der beiden großen Hauptgruppen, in die man die

Vögel einteilt, der Flugvögel und Laufvögel. Die kretacischen*) Vögel unterscheiden sich durch ihre Bezahnung von den heute lebenden. Ein Flugvogel von der Größe einer Möve ist *Ichthyornis*; als ein wasserbewohnender, fleischfressender Srauß von etwa 1 *m* Höhe erscheint der ungeflügelte *Hesperornis* (Fig. 41).

Während Amphibien in der Kreide ebenso wie im Jura fast nie gefunden werden, sind die Reptilien wieder von größter Bedeutung. Wir treffen die ersten Schlangen, vor allem die sonderbaren, bis 30 *m* langen Mosasaurier, Tiere, die Eigenschaften der Schlangen, Eidechsen und Plesiosaurier vereinigen und an die phantastische Seeschlange erinnern. Ichthyosaurier und Plesiosaurier sind vorhanden, aber spärlicher als im Jura, in größerer Zahl dagegen Eidechsen, Krokodile und Schildkröten. Auch riesige Pterodaktylen finden sich. Unter den Fischen beginnen die Knochenfische überhand zu nehmen und die Ganoiden in den Hintergrund zu drängen.

Fig. 41.



Hesperornis, ein kretacischer bezahnter Laufvogel. ⅛ nat. Gr. (Nach Marsh.)

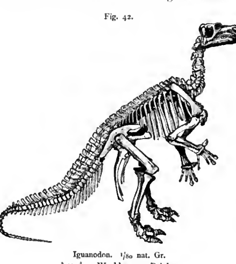
Unter den Cephalopoden spielen die Belemniten noch immer eine große Rolle; die Ammoniten entwickeln ihre letzte Blüte, um dann ganz vom Schauplatz des Lebens abzutreten. Noch wichtiger aber sind die Muscheln, so Austern, vor allem aber Vertreter der Familie der Rudisten; es sind das sehr eigentümlich gestaltete Muscheln, deren eine Klappe die Form einer Tüte oder eines Horns, deren andere die Form eines die Tüte oder das Horn schließenden Deckels hat *(Hippurites)*. Wie wichtig diese Tiere sind, geht schon daraus hervor, dass man nach ihrem massenhaften Auftreten in vielen Kalken (Rudistenkalk) die Kreideperiode wohl auch als die Periode der Rudisten bezeichnet hat. Brachiopoden treten zurück; die Seeigel sind dagegen als Leitfossilien von großer Bedeutung. Korallen und Schwämme sind ähnlich wie im Jura entwickelt. Dass die Zahl der Foraminiferen sehr groß war, lehren die Ablagerungen weißer Schreibkreide.

*) D. h. aus der Kreideperiode stammenden.

Werfen wir nun noch einen Blick auf die geographische Gestaltung der Erde zur Kreidezeit!

Gegen das Ende der Juraperiode war eine starke Einschränkung des Meeres erfolgt. Damals schlugen sich in Brackwasserbecken die Purbeckschichten nieder. Dieser Zustand dauerte auch noch während des ersten Teiles der Kreideperiode an. Es wurde als Süßwasserbildung die sogenannte Wealden- oder Wälderformation abgelagert, die neben den Überresten von landbewohnenden Wirbeltieren*) auch Süßwasserkonchylien enthält. Das gilt für Mitteleuropa, während sich in dem alpinen Gebiet die ganze Zeit über das Meer hielt. Etwas später, doch noch zur Zeit der Neokoms, begann das Meer sich wieder etwas auszudehnen, wenn es auch noch immer keine allzugroße Verbreitung gewann. Mit ihm kehrten die Meeresbewohner zurück. Ganz gewaltige Dimensionen erreichte das Übergreifen des Meeres erst in der obern Kreide. Diese Meerestransgression der obern Kreide ist vielleicht die weitgehendste Veränderung in der Verteilung von Wasser und Land, die je vorgekommen ist. Gebiete, die seit langer Zeit Festland gewesen waren, gerieten unter den Meeresspiegel und wurden unter oberkretacischen Ablagerungen begraben, so z. B. in Sachsen, Böhmen und Schlesien, wo sich mächtige Sandsteine der Kreideformation, der sogenannte Quader, bildeten. Weiter im Norden im Gebiet der heutigen Ostsee und im Westen lagerte sich damals in einem tiefen Meer die weiße Schreibkreide ab. In den Alpen und im Mittelmeergebiet dagegen, wo die Rudisten in ungeheuren Massen lebten, entstanden mehr Seichtwasserbildungen, so der Wiener Sandstein und vor allem der Rudistenkalk. Unter Wasser gerieten große Teile des nördlichen Afrika, des westlichen Asien, von Turan und Turkestan, während China z. T. frei blieb, ferner Teile von Nordamerika. Das brasilische Gebiet, das wohl schon seit

Fig. 42.



Iguanodon. $^1/_{80}$ nat. Gr.
Aus dem Wealden von Belgien.
(Aus Zittels Paläozoologie.)

*) Hier finden sich die Überreste des *Iguanodon*, eines Riesensauriers, der meist auf seinen Hinterbeinen ging, sich dabei auf seinen Schwanz stützend (Fig. 42).

Schluss des Devons als Festland existiert hatte, wurde überflutet. Während so in tropischen und gemäßigten Breiten das Meer der obern Kreide von weiten Landflächen Besitz ergriff, wurden in hohen nördlichen Breiten große Areale trocken gelegt; hier treten marine Schichten der obern Kreide ganz zurück. Dieser Gegensatz ist sehr bemerkenswert.

Wie im Jura verschiedene Entwicklungsarten der Schichten von Neumayr nachgewiesen und auf klimatische Ursachen zurückgeführt worden sind, so ist es auch in der Kreide gelungen, deutliche Spuren einer zonalen Gliederung zu erkennen: Eine nördliche Entwicklung tritt sowohl in Europa als auch in Amerika in Gegensatz zu einer südlichen. Jener, die sich von Nordfrankreich bis Russland verfolgen lässt, fehlen die für die südliche Entwicklung so charakteristischen Rudisten fast ganz, desgleichen riffbauende Korallen und eine Reihe von Ammoniten. Dafür treten dann gewisse Austern und Belemnitellen auf. Ein analoger Gegensatz besteht auch zwischen den Kreideablagerungen des nördlichen und des südlichen Nordamerika. Da die Grenze zwischen beiden Entwicklungen einigermaßen den Parallelkreisen folgt, so darf man wohl diese Unterschiede als Beweis klimatischer Differenzen auffassen. Allzugroß dürfen wir uns freilich diese Differenzen nicht vorstellen; jedenfalls waren sie sehr viel kleiner als heute, treffen wir doch hoch oben im Norden, in Grönland und auf Spitzbergen, eine reiche und üppige Pflanzenwelt, wie sie heute nur in einem tropischen Klima existiert. Auch wenn man eine noch so große Anpassungsfähigkeit der Pflanzen an das Klima im Lauf der geologischen Perioden annehmen will, darf man doch aus jenen Pflanzenresten im ungünstigsten Fall nur auf ein gemäßigtes, in keinem Fall auf ein polarkaltes Klima schließen. Die Temperaturgegensätze waren also zur Kreidezeit auf der Erdoberfläche sehr viel geringer als heute.

IV. Die känozoische Gesteinsgruppe.

Die känozoische Gesteinsgruppe umfasst die Gesteine der Neuzeit der Erde. Ihre Grenze nach unten hin ist an vielen Stellen sehr scharf. Die Gesteine unterscheiden sich in der Regel von den älteren durch ihre lockere Beschaffenheit: es sind mürbe Kalke, Mergel, Thone, Sande, Sandsteine und Konglomerate. Eigentliche Tiefseeablagerungen fehlen; Strand- und Flachseebildungen herrschen vor, daneben aber auch Bildungen, die auf dem Lande, sei es unter Mitwirkung von Flüssen oder Seeen, sei es unter Mitwirkung von Gletschern oder des Windes entstanden sind. Eine sehr große Rolle spielen die eruptiven Gesteine, besonders in dem ersten Teil der känozoischen Ära, in der Tertiärperiode. Diese Zeit muss geradezu als eine Periode gesteigerter vulkanischer Thätigkeit bezeichnet werden, die umso schärfer hervorsticht, als sie auf eine vulkanisch so ruhige Zeit folgte, wie es die Kreideperiode und überhaupt die mesozoische Ära war.

Die Unruhe, die während der ersten Hälfte des känozoischen Zeitalters herrschte, äußert sich auch in der Entstehung gewaltiger Gebirge.

In die Tertiärperiode fällt die Bildung der Alpen, der Karpaten, des Appenin, des Atlas, des Kaukasus, des Himalaya sowie der ihm benachbarten Kettengebirge, ferner der Anden, der nordamerikanischen Kettengebirge u. s. w. Hier finden wir dazwischen tertiäre Gesteine hoch gehoben und dislociert, während im allgemeinen die känozoischen Schichten außerhalb dieser jungen Gebirge ungestört lagern. Das gilt ganz besonders von den jüngern Schichten, denen der Quartärperiode, die nur an ganz wenigen Orten unbedeutend verworfen oder verbogen sind.

Paläontologisch ist das känozoische Zeitalter charakterisiert durch das massenhafte Auftreten der placentalen Säugetiere, die vollständig die Rolle übernehmen, die in der mesozoischen Zeit die Reptilien spielten. Die Saurier sind ausgestorben, dagegen entwickeln sich die Schlangen; die Ammoniten und Belemniten, sowie die Rudisten sind verschwunden. In der Flora gewinnen die blütentragenden Pflanzen das Übergewicht in viel höherem Grade als in der Kreideperiode.

Eingeteilt wird die känozoische Gesteinsgruppe am passendsten in 2 Systeme: 1. das Tertiärsystem, 2. das Quartärsystem. An Stelle des Ausdruckes «Quartär» gebraucht man oft den Ausdruck «Diluvium». Das «Diluvium» wird dann dem «Alluvium», d. i. den sich heute noch bildenden Schichten, gegenübergestellt. Doch werden wir sehen, dass ein solcher Gegensatz eigentlich nicht besteht.

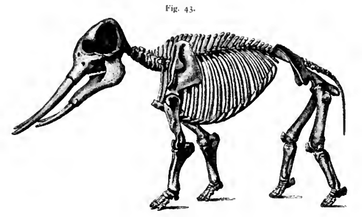
9. Das Tertiärsystem zeichnet sich durch eine von Ort zu Ort stark wechselnde Ausbildung aus. Wir dürfen zwar nicht annehmen, dass sich damals überhaupt keine auf großen Flächen einheitliche Schichten gebildet hätten. Allein gerade jene Ausbildungsform, die weithin einen einheitlichen Charakter behält, die rein marine, pelagische Ausbildung, ist uns aus der Tertiärzeit unbekannt, weil ihre Schichten auch heute noch am Boden des Oceans ruhen. Alle Gesteine, die wir aus der Tertiärzeit kennen, sind in flachen Meeren, am Strande oder auf dem Festland entstanden, wo die physikalischen Verhältnisse einem raschen Wechsel von Ort zu Ort unterworfen sind.

In der Tertiärperiode findet im Tier- und Pflanzenkleid der Erde allmählich eine Annäherung an die heutigen Verhältnisse statt. Im ältesten Tertiär ist davon noch wenig zu spüren; je mehr wir uns aber der Quartärperiode nähern, umsomehr treten moderne Floren- und Faunen-Elemente auf. Je nach dem Grad dieser Annäherung hat man das Tertiärsystem in 4 Unterabteilungen zerlegt: Man spricht vom Eocän, vom Oligocän, vom Miocän und vom Pliocän. Die beiden ersten werden auch als Alttertiär den beiden jüngern als Jungtertiär gegenübergestellt.

Die Tertiärperiode erhält, wie schon erwähnt, ihr charakteristisches Gepräge durch das zahlreiche Erscheinen von placentalen Säugetieren. Da gleich auf einmal eine ganze Reihe von Familien auftreten, müssen wir die allerersten placentalen Säuger allerdings schon in der Kreide vermuten; doch sind bis heute hier keine Reste gefunden worden. Viele

dieser tertiären Säugetiere sind sogen. Kollektivtypen, d. h. sie zeigen eine Reihe von Merkmalen, die heute nicht mehr zusammen bei einer Gattung, sondern nur bei verschiedenen Gattungen vorkommen. Im Alttertiär treffen wir vor allem zahlreiche Huftiere, die schon damals in Paarzähige und Unpaarzähige geteilt waren. Tapirartige Formen spielten eine große Rolle, besonders unter den Unpaarzähigen, so das *Paläotherium*, das als Stammform des Pferdes betrachtet wird. Zu den paarzähigen Huftieren gehörte das gleichfalls tapirartige *Anoplotherium* und das schweinsartige *Anthracotherium*. Eine besondere Gruppe der Huftiere bildete *Dinoceras* mit seiner Sippe, gewaltige in ihrem Bau an Elefanten erinnernde Tiere mit 3 Paar Hörnern auf dem Kopf und langen, säbelartigen Eckzähnen. Groß war die Zahl der Kreodonten, die als Vorfahren der heutigen Raubtiere gelten müssen und fast alle gierige, wilde

Fig. 43.



Ein Mastodon.
(Nach Gaudry.)

Räuber waren; manche erreichten die Größe eines Löwen, andere nur die des Wiesels. Verbreitet waren Affen;*) auch Insektenfresser, Nagetiere und Fledermäuse fehlten nicht. Beuteltiere waren in Australien und Südamerika vorhanden, aber nur die Beutelratte scheint eine universellere Verbreitung gehabt zu haben. In Südamerika finden wir Faultiere und Gürteltiere, die sich bis heute hier gehalten haben.

Einen etwas andern Charakter lässt die Säugetierfauna des jüngern Tertiärs erkennen. Die Hauptrolle spielen hier gewaltige elefantenartige Rüsseltiere; die 3 Gattungen *Dinotherium*, *Mastodon* (Fig. 43) und *Elephas* sind besonders bezeichnend. *Dinotherium* und *Mastodon* zeigen sich schon im Miocän, während echte Elefanten erst im Pliocän erscheinen. Von Unpaarhufern treffen wir einige Stammformen des Pferdes: im Miocän das

*) In Südamerika sind im Alttertiär auch platyrhine Affen gefunden worden.

Anchitherium und im Pliocän das *Hipparion;* im obersten Pliocän erscheint dann das Pferd selbst. So haben wir vom alttertiären *Paläotherium* bis zum oberpliocänen Pferd eine ganze geschlossene Entwicklungsreihe vor uns. Häufig waren Rhinocerosarten, ferner Flusspferde; echte Schweine zeigen sich, desgleichen Kamele, Hirsche, Antilopen, Giraffen, Ziegen. Auch die ersten Rinder treten im Oberpliocän auf. Zahlreich sind die echten Raubtiere; unter ihnen bemerkt man echte Hyänen, Katzen, Hunde, Bären neben Mischtypen. Die Kreodonten sind dagegen verschwunden. Weit verbreitet waren Affen und Nager. In Südamerika lebten riesenhafte Edentaten wie das Riesenfaultier *(Megatherium).* Von den Vögeln stehen viele den heute lebenden Formen sehr nahe. Die Schnäbel der tertiären Vögel sind nicht mehr mit Zähnen bewehrt wie bei ihren Vorfahren in der Kreide und im Jura.

Nicht so scharf wie bei den Säugetieren ist die Scheidung zwischen Alttertiär und Jungtertiär bei den Fischen und den übrigen Stämmen des Tierreichs; die nachfolgende Schilderung bezieht sich daher auf das gesammte Tertiär.

Unter den Fischen treten die Haifische und noch mehr die Knochenfische hervor. Gliedertiere lebten in großer Zahl, desgleichen Muscheln und Schnecken. Die Ammoniten sind ausgestorben. Unter den Coelenteraten haben nur noch die Korallen Bedeutung. Außerordentlich ist dagegen speciell im Eocän die Entwicklung der Nummuliten, einer Familie der Foraminiferen, die direkt gesteinsbildend auftritt (Nummulitenkalk) (Fig. 44).

Fig. 44.

Nummulit (nat. Gr.)
a Medianschnitt.
b Ansicht von außen.
c Querschnitt.

Die Flora, die sich hauptsächlich aus Dikotyledonen, Monokotyledonen und Koniferen zusammensetzt, weist im älteren Tertiär in Europa z. T. tropische Formen auf, so zahlreiche Palmen und Sagopalmen, daneben aber auch Ulmen, Pappeln, Weiden, Birken u. s. w., die vielleicht in hochgelegenen und daher kälteren Gebirgsregionen lebten. Im jüngern Tertiär ändert sich die Flora, nicht sowohl was ihren Charakter anbetrifft, als vielmehr in ihrer Verbreitung. Im Miocän zeigen sich in Europa immergrüne Gewächse neben vereinzelten Palmen und Sagopalmen, Feigenbäumen und Akazien, vor allem aber in großer Zahl Bäume des gemäßigten Klimas. Im Pliocän gewinnen die letzteren noch mehr die Überhand. Diese Änderung, die gleichbedeutend mit einer Wanderung der tropischen Formen nach Süden ist, weist direkt auf klimatische Änderungen hin.

Dass schon in der Jura- und Kreideperiode klimatische Zonen existierten, haben wir nach Neumayrs Untersuchungen oben geschildert. Diese Zonen waren auch im Tertiär vorhanden; speciell im Eocän dürften sich die klimatischen Verhältnisse der Erde nicht merklich von denen der Kreideperiode unterschieden haben. Allein im weitern Verlauf der Tertiärperiode erlitten die Klimazonen eine Verschiebung. Eine all-

mähliche Abkühlung griff Platz, sodass am Schluss der Tertiärperiode klimatische Bedingungen herrschten, die sich nur wenig von den heutigen unterschieden. Ein Beweis für diese höchst merkwürdige Erscheinung muss man in der Aufeinanderfolge einer alttertiären tropischen Flora, einer miocänen subtropischen und endlich einer pliocänen borealen Flora erkennen, wie wir sie in Mitteleuropa finden. Ganz analoge Erscheinungen begegnen uns aber auch in andern Teilen der Erde, besonders drastisch in der Polarregion. Noch zur Zeit des mittlern Tertiärs war hier eine reiche, üppige Flora gemäßigten Charakters, ja sogar mit subtropischen Elementen verbreitet. Auf Spitzbergen, in Ost- und Westgrönland, auf Grinnelland, auf Banksland, bei Sitka, in Alaska, in Kamtschatka und an der untern Lena sind Reste davon fossil gefunden worden, während heute hier nur eine ganz dürftige Moos- und Tundrenvegetation kümmerlich ihr Dasein fristet. Der klimatische Abstand zwischen einst und jetzt, wie er sich ohne weiteres aus diesem Gegensatz ergiebt, ist enorm. Besonders für das Gebiet von Grönland muss man eine große Abkühlung annehmen. Merkwürdigerweise ist der Betrag der Abkühlung aber in den Polarländern im Norden des pacifischen Oceans und von Ostsibirien viel kleiner als in Grönland, ebenso in Japan viel kleiner als in Mitteleuropa. Die Fossilfunde erweisen das mit ziemlicher Sicherheit. Neumayr und Nathorst schlossen daraus, dass es sich in der Tertiärperiode nicht einfach um eine Abkühlung, sondern gleichzeitig um eine Verschiebung des Pols handele, der früher um 10—20° weiter gegen das nordöstliche Asien hin gelegen habe als heute. Als dann der Pol seine heutige Lage annahm, da rückte Grönland mit seiner Umgebung, desgleichen auch Mitteleuropa in eine höhere Breite; zu der allgemeinen Abkühlung gesellte sich dadurch hier noch eine lokale, durch die Breitenänderung verursachte. Japan, Kamtschatka und Sibirien dagegen gerieten in niedrigere Breiten; der dadurch bedingte Wärmegewinn hob hier einen Teil der allgemeinen Abkühlung wieder auf. In der That muss diese Erklärung noch immer als die beste gelten, wenn sich ihr auch manche Schwierigkeiten in den Weg stellen und speciell einige neue Pflanzenfunde in Nordsibirien nicht ganz der Hypothese zu entsprechen scheinen.

Durchgreifende Veränderungen hat im Lauf der Tertiärperiode die Gestaltung der Erdoberfläche erfahren. Dass zahllose vulkanische Vorkommnisse und vor allem die jungen Kettengebirge in der Tertiärzeit angelegt wurden, ist bereits erwähnt worden. Aber auch die Verteilung von Wasser und Land, die Herausbildung der heutigen Festländer und Oceane erfolgte z. T. in der Tertiärperiode. Äußerst mannigfaltig und kompliziert sind die Vorgänge, die schließlich die Erdoberfläche ihrem heutigen Zustand zuführten. Wir müssen uns hier damit begnügen, kurz einige Züge zu schildern, die zum Verständnis der Tertiärablagerungen Europas unerlässlich sind.

Zu Beginn der Tertiärperiode war das Meer in Nord- und Mittel-Europa merklich eingeschränkt. Ein flacher Arm bedeckte das Becken

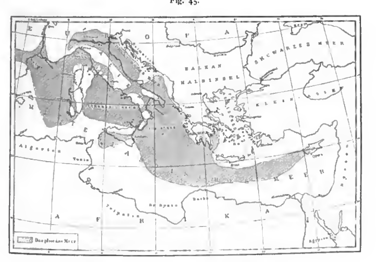
von Paris und Belgien, desgleichen etwas später das Gebiet von London. Aber nicht nur marine, sondern zeitweise auch brackische Gesteinsschichten wurden hier abgesetzt. Das weist auf erhebliche Schwankungen der Umrisse der Meere hin. Alle Absätze sind locker und oft unverfestigt und oft wie der Pariser Grobkalk, von einem wunderbaren Reichtum an Fossilien. Flachmuldenförmig liegen die Schichten im Pariser Becken, sodass man, sich Paris nähernd, auf immer jüngere und jüngere Ablagerungen tritt. Im Oligocän gewann das Meer gewaltig an Umfang. Es nahm auch von Norddeutschland Besitz und trat vielleicht durch das Mainzer Becken zeitweise sogar mit dem Südmeer in Verbindung. Auf seinem Boden lagerte sich in Norddeutschland u. a. der Septarienthon ab. Zahlreiche Lignitlager wurden damals gebildet (Halle, am Harz u. s. w.). Aus dieser Zeit stammt auch die merkwürdige Ablagerung bei Königsberg, die nach dem häufigen Vorkommen des Bernsteins den Namen der Bernsteinformation des Samlandes erhalten hat und die im Bernstein, dem erhärteten und als Geröll ins Meer gelangten Harz einer Reihe von Nadelhölzern, uns eine überaus reiche Insektenfauna erhalten hat. Noch während des Oligocäns begann das Meer sich wieder zurückzuziehen, um von jetzt an den Norden des europäischen Festlandes nur noch randlich zu überfluten. Im Miocän war nur der Nordwestsaum von Deutschland und Holland unter dem Meer, sowie Teile der atlantischen Küste von Frankreich. Ein noch weiterer Rückzug erfolgte im Pliocän, sodass in Deutschland das Pliocän nur durch Flussablagerungen vertreten ist.

Nicht viel anders war der Gang der Ereignisse im Süden Europas. Zur Eocänzeit bestand hier allerdings ein gewaltiges, von West nach Ost gestrecktes Meer, das vom atlantischen Gestade bis Indien reichte und einen Arm von Westen her in die Gegend der nördlichen Alpen sandte. In diesem Meer, aus dem sich im Laufe der Zeiten das heutige Mittelmeer entwickelt hat, kamen die Kalk- und Sandsteinbildungen der Alpen, des Appenin, Nordafrikas und Indiens zur Ablagerung, die durch das Auftreten von Nummuliten charakterisiert sind. Fast ganz besteht aus Nummuliten der Nummulitenkalk, und in Bänken kommen sie im eocänen Sandstein vor, der zum sogenannten Flysch der Alpen gehört, einer küstennahen Bildung; beide Facies laufen nebeneinander her. Flyschsandsteine zusammen mit einem Teil der Molasse*) stellen auch die Bildungen des Oligocäns am Nordrand der Alpen dar. Wie im Norden, so wechselt auch hier vom Oligocän an die Ausdehnung des Meeres stark, sodass mehrfach marine und Süßwasserablagerungen mit einander alternieren. Im allgemeinen aber fand ein Rückzug des Meeres statt. Am schärfsten äußert sich das in der Unterbrechung der Wasserverbindung zwischen Spanien und Indien: Das Mittelmeer schloss sich im Miocän gegen Osten hin ab und wurde im Pliocän noch mehr eingeschränkt (Fig. 45). Dieser allmähliche Rückzug des Meeres ist auch deutlich in den Ablagerungen des Wiener Beckens zu erkennen. Auf marine

*) Name für weichen Sandstein.

Schichten (erste und zweite Mediterranstufe, Obermiocän) lagern sich halbbrackische Binnenabsätze (Sarmatische Stufe, oberstes Miocän), dann reine Brackwasserbildungen (Pontische Stufe, unteres Pliocän) und endlich die Flusssande und Schotter des obern Pliocän. Diese so überaus mannigfachen Bildungen verraten uns, dass die Gegend von Wien zuerst von einem Arm des Mittelmeeres eingenommen wurde, der sich jedoch bald abschnürte. Es entstand ein gewaltiges osteuropäisches Binnenmeer, das bis zum Schwarzen Meer reichte und später in mehrere Seeen zerfiel (Pontische Stufe); diese Seeen bildeten bis zum kaspischen Meer eine ganze Kette. Im jüngern Pliocän schwand auch ein Teil dieser Seeen,

Fig. 45.



Karte des östlichen Mittelmeers zur älteren Pliocänzeit.
(Nach Neumayrs Erdgeschichte.)

und Flüsse lagerten ihre Schotter auf dem trockengelegten Boden ab. Eine analoge Aussüßung lässt auch das Mainzer Becken vom Mitteloligocän an erkennen, wo es noch vom Meerwasser eingenommen war.

Wie z. T. in Europa, so sind auch in Nordamerika am Rande des Kontinents vielfach marine Tertiärablagerungen vorhanden, im Centrum dagegen treffen wir Niederschläge aus großen Seeen. So bestand im ältern Tertiär zwischen dem Felsengebirge und dem Wahsatchgebirge ein Süßwassersee, dessen an fossilen Säugetieren sehr reiche Ablagerungen eine Mächtigkeit von 3000 *m* erreichen. In Südamerika gehört in die Tertiärzeit ein Teil der Pampasformation, einer äußerst mächtigen Lössablagerung, gleichfalls mit reichen Säugetierfunden.

10. Das Quartärsystem zeichnet sich noch mehr als das Tertiär durch das Dominieren lockerer Gesteine aus. Ihm eigen ist vor allem das massenhafte Auftreten von Gletscherbildungen; aber auch alle andern Formen von festländischen Ablagerungen kommen vor; so spielen Flusskiese und Sande eine große Rolle, desgleichen Löss. Marine Sedimente sind ganz auf die nähere Umgebung der heutigen Küsten beschränkt; dafür zeigen sich im Herzen der Kontinente Seeenabsätze.

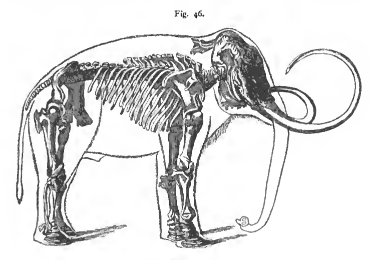
Die Quartärbildungen sind von ungeheurer Verbreitung, bedecken sie doch den größern Teil des Festlandes der Erde. Auf einer geologischen Karte tritt das freilich meist nicht klar hervor, weil hier das Quartär oft fortgelassen und nur das Felsgerüste, auf dem es ruht, dargestellt wird.

Die Fauna und Flora der Quartärperiode lehnt sich eng an die der Tertiärzeit an; der Charakter ist der gleiche, sodass von einigen Forschern die ganze Quartärperiode noch dem Tertiär zugerechnet wird. Nur das Erscheinen des Menschen könnte man als das paläontologische Merkmal der Quartärzeit ansehen, wenn wir es nicht für wahrscheinlich halten müssten, dass schon im Tertiär Menschen lebten. Sichere Spuren zeigen sich allerdings erst im ältern Quartär. Freilich sind es oft nur indirekte Zeichen seiner Anwesenheit, die wir finden: Werkzeuge aus Stein, die er sich zugeschlagen und zugekniffen hat; allein sie sprechen zu uns nicht weniger deutlich als die fossilen Menschenknochen. Im Übrigen zeigt die Säugetierfauna den gleichen Typus, wie in der Tertiärzeit. Einen hervorstechenden Zug bildet für Europa und Asien das häufige Vorkommen von gewaltigen Elefantenarten; im ältern Quartär spielt *Elephas meridionalis*, später *Elephas antiquus* und im jüngern Quartär *Elephas primigenius* — das Mammut — eine große Rolle (Fig. 46). Daneben zeigen sich Rhinocerosarten. Das Auftreten dieser großen Tiere, zu denen sich noch eine Reihe von anderen gesellen, die wir heute erheblich südlicher finden, giebt der diluvialen Tierwelt Europas im Vergleich zu heute ein etwas fremdartiges Gepräge. Aber auch fast alle Tiere, die heute für Europa charakteristisch sind, lebten schon damals hier. Gleichwohl zeigt ein Vergleich mit der überaus reichen Tertiärfauna, dass die Säugetierfauna der Diluvialzeit verarmt ist und im Lauf der Diluvialzeit noch mehr verarmt. Es führt sich das einerseits auf die erdgeschichtlichen Ereignisse, die die Quartärzeit auszeichnen, zurück, dann aber auf die Thätigkeit des Menschen, der gerade die größten Tiere vielfach verjagt und vernichtet hat. Zu den ausgestorbenen diluvialen Tieren gehören der irische Riesenhirsch, dessen Geweihenden fast 4 *m* Abstand von einander hatten, das wunderbare *Elasmotherium*, das als furchtbare Waffe ein riesiges Horn auf der Stirn trug, verschiedene Raubtiere, wie der Höhlenbär — so genannt, weil seine Knochen in Höhlen gefunden werden, — die Höhlenhyäne, der messerzähnige Tiger, ein Löwe u. s. w., ferner die oben genannten Rhinocerosarten und Elefanten. Vom jüngsten dieser ausgestorbenen Dickhäuter, dem Mammut, werden noch heute zuweilen im Eisboden Sibiriens ganze Kadaver mit Fleisch und Haut

gefunden. An ihnen konnte man feststellen, dass das Mamuth ein dickes, braunes Fell trug.

Etwas anders ist die Diluvialfauna Amerikas beschaffen. In Nordamerika sind die Elefanten z. T. durch einen riesenhaften *Mastodon* vertreten. Merkwürdiger Weise finden sich große Pferdearten; sie starben später gänzlich aus, sodass die Entdecker Amerikas das Pferd erst wieder einführen mussten. Das Pekari, der Waschbär, das Baumstachelschwein leben noch heute an Ort und Stelle. Südamerika war durch riesenhafte Edentaten ausgezeichnet, die besonders in den Pampasablagerungen zahlreich gefunden worden sind. Die Faunen von Nord- und Südamerika

Fig. 46.



Mammut.
(Nach Neumayrs Erdgeschichte.)

blieben nicht unvermischt. Dank der im Tertiär eröffneten Landbrücke zwischen Nord und Süd verirrten sich in der Quartärperiode eine Reihe von Typen Nordamerikas nach Südamerika, so das Lama und das Pferd, und entsprechend eine Reihe von Südamerikanern nach Nordamerika, so mehrere Edentaten. Auch in Nordamerika lebte in der Quartärzeit der Mensch. Werkzeuge, die nur aus seiner Hand hervorgegangen sein können, sind zusammen mit Überresten von *Mastodon* gefunden worden.

Wieder anders ist der Charakter der Diluvialfauna Australiens. Wie heute, so dominierten schon damals Beuteltiere, von denen einzelne eine riesenhafte Größe erreichten; daneben zeigen sich Monotremen. Ein sehr bemerkenswerter Zug ist das Auftreten von großen Laufvögeln; eine ganze Reihe von Arten sind aus dem australischen Diluvium bekannt. Sie spielen bekanntlich noch heute in Australien eine große

Rolle; kaum ein Jahrhundert ist vergangen seit der Moa, der Riesenlaufvogel Neuseelands, der einst das Hauptjagdtier der Maoris war, ausgerottet worden ist.

So spiegeln sich in der Zusammensetzung der Diluvialfauna und ihrer Verbreitung auf der Erdoberfläche genau die heutigen Verhältnisse wieder. Die Übereinstimmung ist eine so weit gehende, dass wir, wenn wir etwa auf die Gegenwart so zurückblicken könnten, wie wir heute auf die Tertiärzeit zurückblicken, ganz gewiss nicht anders könnten, als die Gegenwart der Diluvialperiode zuzurechnen. Die Trennung von Alluvium und Diluvium ist daher paläontologisch nicht gerechtfertigt. Es empfiehlt sich, sie vollkommen aufzugeben; denn auch im Gang der erdgeschichtlichen Ereignisse ist die Gegenwart durch nichts vor der diluvialen Vergangenheit ausgezeichnet, was eine solche Scheidung begründen könnte.

Der Gang der Erdgeschichte in der Quartärperiode steht ganz unter dem Einflusse gewaltiger Klimaschwankungen. Ein mehrfacher Wechsel von Perioden, die kälter waren als die Gegenwart, mit solchen, die klimatisch der Gegenwart entsprachen oder sogar eine noch etwas höhere Temperatur aufwiesen, zeichnet die Quartärzeit aus. Diese Klimaschwankungen betrafen dem Anschein nach die ganze Erdoberfläche gleichzeitig. Die sichtbarste Folge der Kälteperioden war jedesmal eine starke Größenzunahme der Gletscher, eine Eiszeit. Als Centrum der Vereisung funktionierten hohe Gebirge. So entsandte das mächtige skandinavische Gebirge Eismassen, die die Nordsee und die Ostsee ausfüllten und bis ins Herz von Russland und Deutschland vordrangen, ein wahres Inlandeis, wie es heute Grönland hat. Große Eisströme erreichten von den Höhen der Alpen aus deren Vorland, auf dem sie sich z. T. weit ausbreiteten. Der Kaukasus, die Pyrenäen trugen große Gletscher, der Schwarzwald, die Vogesen, das Riesengebirge, die Auvergne kleinere. Ein kleines Inlandeis knüpfte an das schottische Hochland an; seine Stirn lag im Süden unweit der Themse. Die Gletscher Asiens waren weit kleiner und im wesentlichen auf die Gebirge beschränkt. Die beigegebene Karte (Fig. 47) wird besser als Worte die Verhältnisse schildern.*)

Ein weit größeres Inlandeis, als es der Norden Europas trug, bedeckte den Norden Amerikas (Fig. 48). Im Felsengebirge und in der Sierra Nevada, sowie in den nördlich anstoßenden Gebirgen zeigten sich stattliche Gletscher. Selbst in der Nähe des Äquators, in der Sierra Nevada de Santa Marta, sind Spuren einer früher viel größern Gletscherausdehnung gefunden worden, desgleichen in Argentinien und in Chile. In Australien sind auf dem Festland nur dürftige Spuren kleiner Gletscher zu beobachten; Neuseeland aber war stark vereist.

Überblickt man die Ausdehnung der Gletscher der Eiszeit, so erkennt man deutlich, dass überall das diluviale Gletscherphänomen nur

*) Die vergletscherten Gebiete sind durch Punktierung hervorgehoben, die Wasserflächen (Meer und Seen) durch horizontale Schraffierung.





Fig. 47. Europa und Asien zur Eiszeit (nach J. Geikie.)

eine Steigerung des heutigen war und dass diese Steigerung besonders in den Gebieten mit oceanischem Klima große Dimensionen annahm, in solchen mit kontinentalem Klima dagegen mehr zurücktrat. **Penck** hat gezeigt, dass das ganze Eiszeitphänomen durch eine Lage der Schneelinie

Fig. 48.



um etwa 1000 *m* tiefer als heute vollkommen erklärt werden kann. Was aber die Ursache der Temperaturerniedrigung ist, die wir für diese Senkung der Schneegrenze annehmen müssen und die etwa 4—5° C betrug, ist noch ganz rätselhaft.

In streng kontinentalen Gebieten mit wenig Regenfall waren die Eiszeiten durch ein Anschwellen der abflusslosen Seeen ausgezeichnet. Das ist nur natürlich, da es genau dieselben Faktoren sind, die den

Stand der abflusslosen Seeen und denjenigen der Gletscher beeinflussen. Vermehrter Niederschlag verursacht eine Zunahme des Wasserzuflusses zu den abflusslosen Seeen wie des Eiszuflusses zu den Gletschern und eine Verminderung der Temperatur mindert dort die Verdunstung, also die Wasserabfuhr, hier die Abschmelzung. Umgekehrt wirken Verminderung des Niederschlages und Steigen der Temperatur. Spuren großer Seeen, von denen einige sogar vorübergehend über den niedrigsten Punkt ihrer Umrandung einen Abfluss erhielten, sind aus der Diluvialzeit im Großen Becken der Vereinigten Staaten bekannt. Der heutige Große Salzsee und die kleinen Seeen bei Carson City sind die kümmerlichen Überreste dieser einst so weit ausgedehnten Wasserflächen. Kleinere Seeen belebten einzelne Teile der Sahara und mächtig angeschwollen war das kaspische Meer, das mit dem Aralsee zusammenhing. (Vgl. Fig. 47 u. 48.)

Drei Eiszeiten sind heute sicher nachgewiesen; jede von ihnen ist durch Gletscherablagerungen repräsentiert. Den Perioden zwischen den Eiszeiten, den Interglacialzeiten, entsprechen dagegen Schichten, die von Gletscherablagerungen unterlagert und überlagert werden; sie enthalten nicht selten Pflanzen und Tiere, die nicht unter dem Gletscher gelebt haben können, sondern zu einem Teil auf ein wärmeres Klima hinweisen, als es heute an Ort und Stelle herrscht. Gleichzeitig dürfte das Klima verhältnismäßig kontinental gewesen sein; wenigstens wurde in der letzten Interglacialzeit an vielen Orten Löss abgelagert, dessen Steppenfauna auf eine Entstehung desselben als Steppenbildung hinweist.

Die Spuren der letzten Eiszeit sind naturgemäß viel besser erhalten, als die der beiden früheren Vergletscherungen; oft sind sie so frisch, dass man meinen möchte, vor wenig Jahrhunderten erst habe der Gletscher sich zurückgezogen. Doch ist das eine Täuschung; die seit Schluss der letzten Eiszeit verflossene Zeit ist viel länger. Man hat sie an mehreren Orten zu bestimmen gesucht, indem man die Zahl der Jahre schätzte, die für die Arbeit nötig waren, die das fließende Wasser in postglacialer Zeit vollbracht hat. Zwar weichen die Resultate der verschiedenen Forscher nicht unerheblich von einander ab; immerhin muss heute der Wert von rund 20—25000 Jahren als der wahrscheinlichste gelten. Wie lang dagegen die Eiszeiten und Interglacialzeiten waren, ist überaus schwer zu sagen. In einem Punkt ist man allerdings heute z. T. einig: Die Interglacialzeiten sind wesentlich länger als die Postglacialzeit; wir sind von der letzten Eiszeit durch eine kürzere Spanne Zeit getrennt als die letzte Eiszeit von der vorletzten oder diese von der ersten. Das ist schon ein wichtiges Ergebnis, das zur Evidenz zeigt, dass wir thatsächlich noch mitten in der Diluvialzeit stehen und gar kein Recht haben, die Gegenwart als eine Periode für sich auszuscheiden.

Die großen Klimaschwankungen haben die Verbreitung der Organismen stark beeinflusst. Jede Kälteperiode war von einer Wanderung der Typen eines gemäßigten Klimas nach Süden begleitet und jedesmal

nahmen, hochnordische Arten das von jenen verlassene Gebiet in Mitteleuropa ein, um sich in der nächsten Interglacialzeit wieder zurückzuziehen und z. T. einer Steppenfauna und -flora, z. T. der Lebewelt eines wärmern Klimas das Gelände zu überlassen. Deutlich spiegelt sich das noch in der heutigen Lebewelt. In den Gebirgen finden wir Flüchtlinge des arktischen Lebens, die sich beim Wärmerwerden des Klimas am Schluss der letzten Eiszeit hierher gerettet haben. So ragen in jeder Beziehung die Ereignisse der Diluvialzeit in die Gegenwart herein. Die Gegenwart ist nur die letzte Phase der Diluvialzeit.

Die Umrisse des Festlandes veränderten sich während dieses Wechsels der Eiszeiten und Interglacialzeiten verhältnismäßig wenig (vgl. Fig. 47). Große Umsetzungen von Wasser und Land traten nicht ein. Immerhin ist wichtig, dass noch nach Schluss der letzten Eiszeit während eines längern Zeitraumes Großbritannien und Irland mit dem europäischen Festland zusammenhingen. Die Grenzen des Meeres hatten sich damals weit nach Westen zurückgezogen. Postglaciale Torflager sind in England unter dem Niveau des Meeres gefunden worden, also in einer Lage, in der sie bei dem heutigen Stande des Meeres nicht hätten entstehen können. Dann beweist aber auch das Vorkommen von Tieren in England, die erst nach der Eiszeit wieder in Mitteleuropa eingewandert sind, dass in postglacialer Zeit eine Landbrücke bestanden haben muss, die England mit Frankreich verband und von jenen Tieren benutzt wurde.

Zweiter Abschnitt.

Die Vorgänge, die an der Ausgestaltung der Erdoberfläche arbeiten.

Wir haben das Material kennen gelernt, aus dem die Erdkruste besteht und das ihre verschiedenen Formen zusammensetzt. Allein das kann uns noch nicht genügen, um die Formen zu erklären. Denn wie der Stein erst in der Hand des Menschen zum Baustein wird, und erst des Menschen Arbeit die Bausteine zum Gebäude zusammenfügt, so arbeiten die mannigfachsten Vorgänge aus dem Material der Erdkruste erst die Formen heraus, die unser Auge erblickt. Hier werden Gesteinsmassen aufeinandergetürmt und so Gebirge geschaffen, dort Gesteinsmassen fortgenommen, an jener dritten Stelle die fortgenommenen abgesetzt. Die Zahl all dieser Vorgänge ist Legion; sie lassen sich nach dem Ort, von wo sie ihre Kraft beziehen, im wesentlichen in zwei große Gruppen teilen. Wir haben einerseits Vorgänge, die von unten, aus dem Innern der Erde heraus arbeiten — die endogenen Vorgänge; im Gegensatz zu ihnen stehen die exogenen Vorgänge, die von aussen her die Erdoberfläche bearbeiten. Die Quelle der endogenen Vorgänge ist in der Eigenwärme der Erde zu suchen; sie sind die Reaktionen des Erdinnern auf die Erdoberfläche. Die Quelle der exogenen Vorgänge liegt dagegen vornehmlich in der Wärme, die uns von der Sonne zugestrahlt wird. In beiderlei Vorgänge greift die Gravitation ein; vor allem die vertikal von oben nach unten wirkende Schwerkraft der Erde lenkt sowohl die exogenen als auch die endogenen Vorgänge in gewisse Bahnen, während die Anziehung, die Sonne und Mond ausüben, von verhältnismäßig untergeordneter Bedeutung ist.

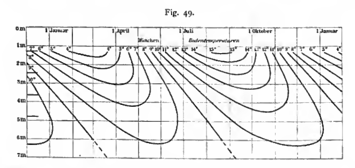
Die endogenen Vorgänge.

Die Temperaturverhältnisse der festen Erdrinde und das Erdinnere.

Die Temperaturverhältnisse der obersten Erdschicht. Nur die oberste Erdschicht nimmt teil an den Temperaturschwankungen der Atmosphäre. Sie lässt unter dem Einfluss der Sonnenstrahlung eine tägliche und eine jährliche Periode der Bodentemperatur erkennen. Die unmittelbare Oberfläche zeigt diese Temperaturschwankungen sogar stärker als die Atmosphäre, da der Boden sich durch die Sonnenstrahlen stärker erwärmt und

durch Ausstrahlung nachts stärker abkühlt als die Luft, empfängt diese doch ihre Wärme zum größten Teil erst vom Boden aus. Besonders wo das Erdreich nackt zu Tage liegt, zeigt sich das sehr scharf; wo es sich dagegen unter einer Decke von Vegetation oder Schnee birgt, ist das Verhalten z. T. anders. Durch Leitung pflanzen sich diese Temperaturschwankungen in die unmittelbar unter der Oberfläche liegenden Erdschichten fort, aber nur sehr langsam und nicht in große Tiefe, da die Gesteine ein sehr geringes Leitungsvermögen besitzen. So kommt es, dass die tägliche Schwankung sich nur bis zu einer Tiefe von 1 bis $1^1/_2$ *m* geltend macht. Die jährliche reicht tiefer hinab; aber auch sie hört in Europa in einer Tiefe von 25 *m*, in den Tropen schon in viel geringerer Tiefe gänzlich auf. Dieses Ausklingen vollzieht sich derart, dass mit wachsender Tiefe die Amplitude immer mehr abnimmt und gleichzeitig auch die zeitliche Lage der Extreme sich verschiebt. Während an der Oberfläche wie in

Fig. 49.



Vorrücken der Erwärmung und der Abkühlung im Erdboden in die Tiefe nach den Beobachtungen zu München (nach Singer.)

der Atmosphäre in Mitteleuropa der Juli der heißeste, der Januar der kälteste Monat ist, fällt z. B. nach langjährigen Beobachtungen in München in der Tiefe von 1,3 *m* das Minimum auf Anfang März und das Maximum auf Mitte August, in der Tiefe von 6 *m* sogar das Minimum auf Ende Mai und das Maximum auf Mitte November. In noch größeren Tiefen wird die Verschiebung so groß, dass die Jahreskurve hier gerade umgekehrt verläuft wie an der Oberfläche, ja noch tiefer beträgt die Verschiebung mehr als ein Jahr. Man sieht hieraus, wie die Erwärmung im Sommer und die Abkühlung im Winter allmählich erst in den Boden abwärts rückt. Fig. 49 stellt das graphisch dar. Sie gestattet, indem man die Temperaturen entlang einer horizontalen Linie verfolgt, die jährliche Schwankung in einer bestimmten Tiefe zu erkennen und gleichzeitig, indem man die in einer Vertikalen liegenden Temperaturen ins Auge fasst, die vertikale Verteilung der Temperatur im Erdboden an einem bestimmten Tage des Jahres zu überblicken. So herrscht z. B.

am 1. Juni in 1,3 *m* Tiefe eine Temperatur von 10,3° *C* von 3 bis 6 *m* Tiefe dagegen eine solche unter 8°, während weiter nach unten hin die Temperatur wieder steigt; wir treffen also in 3—6 *m* Tiefe gleichsam noch einen Kälterest aus dem Winter her. Am 1. Dezember ist in der gleichen Tiefe ein Wärmerest vom Sommer vorhanden.

Gleich unterhalb der Schicht, die noch an der Jahresschwankung teilnimmt, herrscht Jahr aus Jahr ein die gleiche Temperatur. So zeigt ein 1783 von Lavoisier im Keller der Pariser Sternwarte in 27,6 *m* Tiefe aufgestelltes Thermometer unverändert 11,7° *C*. Die Temperatur dieser sogenannten neutralen Schicht ist in verschiedenen Klimaten ganz verschieden, in den Tropen tropisch heiß, in polaren Gegenden polarkalt. Hier findet sich bis in erhebliche Tiefen herab ein ewig gefrorener Eisboden; nur ganz oberflächlich taut er im Sommer auf und gestattet dann der Vegetation zu gedeihen, während wenige Fuss unter der Oberfläche das Eis den Sommer überdauert. Die Südgrenze des Eisbodens zieht nach W. Köppen etwa von der Yukonmündung gegen die Ostspitze Labradors und in der alten Welt von dem Eingang ins Weiße Meer gegen das sajansche Gebirge und zur Amurmündung. Der Eisboden reicht z. T. bis zu sehr großen Tiefen; er ist z. B. von dem berühmten 116 *m* tiefen Scherginschacht bei Jakutsk noch nicht durchsunken worden.

Man glaubte früher, dass die Temperatur der neutralen Schicht dem Jahresmittel der Lufttemperatur der betreffenden Gegend entspreche. Das hat sich nicht ganz bestätigt; die Temperatur ist vielmehr etwas höher. Besonders für die Tropen ist das von Blanford und Hill dargethan worden. Aber auch in höheren Breiten zeigt sich dasselbe, namentlich scharf in hochgelegenen Teilen der Erdoberfläche. Die Bodentemperatur ist hier unter Umständen im Jahresmittel um einen Grad und mehr höher als die Lufttemperatur. Das gilt vor allem dort, wo in der kalten Jahreszeit Schnee den Boden bedeckt und vor starker Abkühlung schützt. Dabei wird der Überschuss der Bodentemperatur über die Lufttemperatur umso größer, je tiefer man in den Boden herabsteigt. Im allgemeinen besteht also in den obersten Erdschichten ein Temperaturgefälle gegen die Oberfläche hin. Sehr viel schärfer zeigt sich diese Erscheinung in den Temperaturen größerer Tiefen.

Tiefentemperaturen. Schon früh machte man in Bergwerken die Erfahrung, dass die Temperatur umsomehr zunimmt, je tiefer man in die Erde hinabsteigt. Die ältesten Angaben hierüber verdanken wir dem deutschen Bergmann Schapelmann, welcher auf Kirchners Anregung (1664, *Mundus subterraneus II*) zu Herrengrund in Ungarn Beobachtungen anstellte, die ergaben, dass die Gruben, wenn sie trocken sind, um so wärmer sind, in je größere Tiefen sie eindringen. Nach ihm waren es Gensanne (1740), der in den Gruben von Giromagny in den Vogesen, Freiesleben und von Humboldt (1791), die in den Berg-

werken Sachsens Messungen anstellten. Von dieser Zeit ab folgen sich die Beobachtungen in großer Zahl bis auf unsere Tage. Wenn nun auch alle Beobachtungen dem Sinn nach übereinstimmende Ergebnisse liefern, so unterliegt doch der Betrag der Zunahme der Temperatur mit der Tiefe von Ort zu Ort nicht unerheblichen Schwankungen. Das äußert sich in dem verschiedenen Wert der geothermischen Tiefenstufe. Man versteht darunter die Tiefe, um die man abwärts steigen muss, um eine Temperaturzunahme von 1° *C* zu erfahren. In preußischen Bergwerken schwanken die Beträge der geothermischen Tiefenstufe z. B. zwischen 115.3 und 15.5 *m*. Diese Unterschiede erklären sich zu einem großen Teil aus örtlichen Verhältnissen, die gerade in Bergwerken die Temperatur beeinflussen. Zunächst findet, wenn auch meist nur in beschränktem Umfang, eine Durchlüftung des von Schachten und Stollen durchschlagenen Erdbodens statt. Wie sehr aber die Durchlüftung die Temperaturen des Bodens beeinflussen kann, hat Penck für den Karst gezeigt; sie wirkt in dem Sinn, dass sie bis zur Sohle des Schachts die geothermische Tiefenstufe vergrößert. Dann tragen die im Bergwerk cirkulierenden Wasser zur Entstellung der Bodentemperaturen bei. Vor allem aber spielen sich in Bergwerken häufiger als im unverletzten Gestein chemische Prozesse ab, die mit Wärmeentwicklung verbunden sind. Aus diesen Gründen sind die in Bergwerken gefundenen Ergebnisse nicht einwandfrei.

Viel zuverlässiger sind die Beobachtungen, die man bei Bohrungen gefunden hat, wie sie zum Zweck des Auffindens einer wasserführenden Schicht, eines Salzlagers, dann aber auch direkt zum Zweck der Temperaturbeobachtungen besonders in den letzten Jahrzehnten mehrfach angestellt worden sind. Die 9 tiefsten, über 1000 *m* herabgehenden Bohrlöcher finden sich in Norddeutschland; man dankt sie der preußischen Bergwerkverwaltung; wir führen diejenigen von ihnen, in denen die Temperatur beobachtet worden ist, (z. T. nach Huyssen) hier auf.

	Größte Tiefe	Geothermische Tiefenstufe
Sennewitz bei Halle	1111 *m*	36.7 *m*
Sperenberg bei Berlin	1273 *m*	32.0 *m*
Lieth bei Altona	1338 *m*	35.1 *m*
Schladebach bei Leipzig	1748 *m*	36.9 *m*
Paruschowitz in Ober-Schlesien	2003 *m*	34.1 *m*.

Die Differenzen zwischen den einzelnen Orten sind, wie man sieht, viel kleiner als bei den in Bergwerken gefundenen Tiefenstufen. Am wichtigsten sind die Beobachtungen, die Dunker in Sperenberg und in Schladebach angestellt hat. Besonders diejenigen in Schladebach zwischen 1266 und 1716 *m* sind sehr zuverlässig; aus ihnen allein berechnet sich eine Tiefenstufe von 39.6 *m*, während die etwas weniger sichern, weil erst nach Verrohrung des Bohrloches vorgenommenen Beobachtungen oberhalb 1266 *m* eine kleinere Tiefenstufe (36.1 *m*) ergeben. Man könnte

hieraus schließen, dass die Temperaturzunahme sich nach unten zu verlangsamt. Allein ein solcher Schluss ist angesichts der vorhandenen Unregelmäßigkeiten nicht berechtigt. Man kann zur Zeit nur sagen, dass die Temperaturzunahme im wesentlichen in arithmetischer Progression erfolgt, die Bodentemperatur also, soweit Beobachtungen reichen, einfach proportional der Tiefe ist, und zwar beträgt die geothermische Tiefenstufe in der obersten 1½—2 Tausend Meter mächtigen Schicht der Erdkruste etwa 35 *m* für 1° *C*.

Dieser Wert ist freilich nur ein Mittelwert, der auch bei Abwesenheit von chemischen Vorgängen sowohl von Ort zu Ort als auch am gleichen Ort von Tiefe zu Tiefe Schwankungen erleidet.*) Die Ursachen dieser Schwankungen sind in verschiedenen Erscheinungen zu suchen. Eine große Rolle spielt zunächst, wie Huyssen gezeigt hat, das verschiedene Wärmeleitungsvermögen der Gesteine; das erklärt insbesondere, warum im gleichen Bohrloch die Tiefenstufe von Tiefe zu Tiefe sich ändert. Gute Wärmeleiter begünstigen die Heraufführung der Wärme aus der Tiefe, schlechte hemmen sie. In gut leitenden Schichten wird daher zwischen oben und unten nur eine kleine Temperaturdifferenz bestehen können, die Tiefenstufe wird also groß sein, während in schlechten Leitern sich auf kurze Entfernungen große Temperaturdifferenzen werden halten können; eine kleine Tiefenstufe ist die Folge. Dabei ist jedoch nicht nur die Leitungsfähigkeit der Schicht selbst maßgebend, sondern auch die der hangenden und liegenden Gesteine.

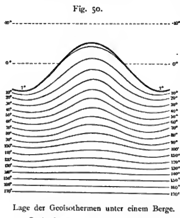
Von großer Bedeutung ist ferner die Temperatur, auf der die oberste Bodenschicht erhalten wird. Diese Temperatur hängt, sofern der Boden zu Tage liegt, vom Klima ab, oder sofern der Boden von Wasser bedeckt ist, von der Temperatur des anliegenden Wassers. Eine kalte Luftmasse, noch mehr aber kaltes Wasser, wie wir es am Boden tiefer Seeen der gemäßigten Breiten, vor allem aber am Boden aller Oceane antreffen, wirkt wie ein kalter Umschlag. Indem sie die Temperatur der Oberfläche erniedrigen, vergrößern sie die Temperaturdifferenz gegen die heißen Tiefenschichten, damit also auch das Temperaturgefälle, und eine kleinere Tiefenstufe ist die Folge. Die geoisothermischen Flächen liegen unter solchen kalten Gebieten tiefer und enger gedrängt. Anders liegen die Verhältnisse in heißen Klimaten, wo die warme Luftschicht wie ein warmer Umschlag wirkt, die Temperaturdifferenz zwischen der Erdoberfläche und der Tiefe vermindert und die isothermischen Flächen emporzieht, dabei die Tiefenstufe naturgemäß vergrößernd.

---

*) Wie überaus klein durch gewisse örtliche Einflüsse auch im gänzlich unversehrten Gestein die Tiefenstufe werden kann, zeigen die Untersuchungen von Daubrée über die Petroleumbohrungen bei Pechelbronn im Unter-Elsass; ein Bohrloch ergab hier eine Tiefenstufe von 7 *m*, eines 8.2 *m*, mehrere 12.7. In einem 340 *m* tiefen Bohrloch bei Neuffen in Württemberg fand Graf Mandelslnh gleichfalls eine überaus kleine Tiefenstufe (berichtigter Wert 10.5 *m*); Branen erklärte sie jüngst (1895) durch die Nähe eines vulkanischen Herdes.

Von Wichtigkeit ist endlich die Gestaltung der Erdoberfläche; ihren Einfluss auf die Lage der isothermischen Flächen unter Bergen haben uns die modernen Tunnelbohrungen gezeigt, denen wir viele wertvolle Beobachtungen über die Temperatur im Innern der Erdkruste verdanken. Wir sehen unter jedem Berg ein Ansteigen der isothermischen Flächen, das jedoch etwas geringer ist als das Ansteigen der Bergoberfläche (Fig. 50*). Da die Bergeshöhen infolge der vertikalen Temperaturabnahme in der Atmosphäre in ein kälteres Klima hineinragen, als es im Thal herrscht, so werden den höheren Partieen des Berges Temperaturen mitgeteilt, die im Gestein unter dem Thal nicht vorkommen; so stellt sich in unserer Figur unter dem Berg die Geoisotherme von 0° ein, während der Boden im Thal an seiner Oberfläche eine Temperatur von 7° aufweist. Ferner aber ändert sich auch der Abstand der isothermischen Flächen von einander: die Tiefenstufe ist unter Bergen größer als im Thal.**) Die Mitte des Gotthardt-Tunnels befindet sich z. B. 1752 *m* unter der Erdoberfläche; die hier beobachtete Temperatur war 30.8°, die Bodentemperatur an der Oberfläche gerade über der Mitte —0.6° und die Tiefenstufe 50 *m*, während sich 1 *km* vom Nordportal entfernt, bei einer Tiefe des Tunnels von 558 *m*, nur eine Tiefenstufe von rund 40 *m* ergeben hatte.***) Der Grund für die Vergrößerung der Tiefenstufe unter Bergen liegt in der verhältnismäßig sehr langsamen Abnahme der Oberflächentemperatur des Bodens mit wachsender Höhe, die zu einem Teil

Fig. 50.



Lage der Geoisothermen unter einem Berge.
——— Geoisothermen. - - - - - Isothermen der Luft.

*) Die Figur ist überhöht.

**) Etwas Ähnliches zeigt sich merkwürdiger Weise am Obern See in Nordamerika. Wheeler hat nachgewiesen, dass in den Bergwerken in der Nähe des Obern Sees die Tiefenstufe sehr groß ist (bis 683 *m* Tiefe 66.9 *m*); sie wird umso kleiner, je weiter man sich vom See entfernt und erreicht schließlich den ziemlich normalen Wert von 41.9 *m*. Das kalte Tiefenwasser des Sees, das wohl ins Gestein eindringt, vergrößert offenbar die Tiefenstufe in den benachbarten Regionen, indem es die Temperatnrdifferenz zwischen der Erdoberfläche und der Tiefe, bis zu der es dringt, vermindert. Es findet hier offenbar eine Erscheinung analog der Durchlüftung in Bergwerken statt. Ob sich auf diese Umstände auch die ganz ungeheure Tiefenstufe von 122.8 *m* zurückführen lässt, die jüngst (1895) A. Agassiz am Obern See auf der Keweenaw-Halbinsel im Kupferbergwerk Calnmet und Hecla zwischen 32 *m* nnd 1396 *m* fand, ist, da der See nnr eine Tiefe von 307 *m* hat, fraglich, man müsste denn an rasch in einem Kluftnetz nbwärts sinkende Quellen denken.

***) Die Tiefenstufe wird immer senkrecht zum Verlauf der Geoisothermen gemessen, sie giebt also den Abstand zweier um 1° *C* verschiedener isothermischer Flächen an.

von der vertikalen Abnahme der Lufttemperatur in der freien Atmosphäre, zum andern Teil von der Sonnenstrahlung abhängt. Wir müssen am Gotthard volle 222 *m* emporsteigen, um ein Sinken der Bodentemperatur an der Oberfläche um 1° *C* zu erfahren, während die geothermische Tiefenstufe in der normalen Erdkruste nur 35 *m* beträgt. Diese verlangsamte Temperaturabnahme überträgt sich durch Leitung auch auf das Innere des Berges und die Tiefenstufe erscheint vergrößert. Ein Berg wirkt daher auf die Lage der Geoisothermen gleichsam wie ein warmer Umschlag, in dem er sie emporhebt.

Nach dem Gesagten darf man vermuten, dass zu den Gebieten mit verhältnismäßig kleiner Tiefenstufe die Polarregionen und der Boden der Oceane gehören, zu den Gebieten mit grosser Tiefenstufe dagegen die tropischen Landmassen.

Da die Unregelmäßigkeiten in der Lage der isothermischen Flächen in erster Reihe durch Erscheinungen der Erdoberfläche verursacht werden, so müssen sie mit wachsender Entfernung von der Erdoberfläche abnehmen; die geothermische Tiefenstufe gleicht sich also in der Tiefe aus. Der Einfluss der Berge und Thäler dürfte schon in einer Tiefe von wenigen Kilometern verschwinden. Anders ist es mit dem Einfluss des kalten Bodenwassers der Oceane. Er bewirkt, dass unter dem Äquator in Tiefen von 5—6 *km* unter dem Meeresspiegel die Geoisothermen von 1° und 2° erscheinen, während auf dem benachbarten Lande im Meeresniveau schon Isothermen von 30° auftreten, und in 5—6 *km* Tiefe daher Temperaturen von fast 200° zu erwarten sind. Die Geoisothermen liegen also auf dem Land 6—7 *km* höher als unter dem Ocean. Die gewaltige Differenz, die auf sehr grossen Flächen besteht, kann sich gewiss erst in größerer Entfernung von der Erdoberfläche ausgleichen. Bis in grosse Tiefen hinab ist das Gestein, das den Meeresgrund zusammensetzt, kälter als das Gestein in gleicher Höhe unter dem Festland.

Der Teil der Erdkruste, über dessen Temperaturverhältnisse wir durch Bergwerke, Tunnelbauten und Bohrungen einigermassen orientiert sind, ist wenig mächtig. Der tiefste Schacht, der von Przibram in Böhmen, reicht bis 1070 *m* hinab, das tiefste Bohrloch, das von Paruschowitz in Ober-Schlesien bis 2003 *m* und der tiefste Punkt des Gotthardttunnels liegt 1752 *m* unter der Erdoberfläche*). Alle diese Tiefen sind verschwindend im Vergleich zum Radius der Erde. Wenn wir gefunden haben, dass die Temperaturzunahme innerhalb dieser äußersten Schicht der Erdkruste proportional der Tiefe erfolgt, so dürfen wir doch das Gesetz nicht auf große Tiefen übertragen. Im Gegenteil, wir müssen erwarten, dass die Tiefenstufe allmählich zunimmt, je mehr man in die Tiefe steigt. Denn Experimente von G. Bischof an Basaltkugeln, die sich durch Wärmeleitung und Ausstrahlung abkühlten, und in Übereinstimmung damit die mathematische Theorie, wie sie Fourier, W. Thomson (Lord

*) Der tiefste Punkt des geplanten Simplontunnels wird 2176 *m* unter der Erdoberfläche liegen (nach dem Projekt der Jura-Simplon-Gesellschaft).

Kelvin) und Tait entwickelt haben, lehren, dass in einem heissen Körper, der durch Strahlung und Leitung erkaltet, die Tiefenstufen für gleichen Wärmezuwachs mit der Tiefe wachsen müssen. Indessen haben wir wenig Aussicht, diese Verlangsamung der Wärmezunahme gegen das Erdinnere durch Beobachtungen zu konstatieren. Wenigstens hat W. Thomson berechnet, dass, wenn seit Beginn der äußeren Abkühlung der Erde blos eine Million Jahre verflossen wäre, wir erst in 4000 *m* Tiefe eine Zunahme der Tiefenstufe um ein Zehntel ihres Betrages erwarten dürften; wenn wir aber statt 1 Million Jahre 100 Millionen annehmen, so würde diese Zunahme sogar erst in 40 000 *m* Tiefe bemerkbar sein.

Zustand des Erdinnern. So wenig wir über die Größe der geothermischen Tiefenstufe in den uns unzugänglichen Tiefen wissen, so steht doch eines vollkommen fest: Das Innere der Erde weist sehr hohe Temperaturen auf. Dafür ist uns vor allem auch das Emporquellen geschmolzener Laven, die aus jenen unzugänglichen Tiefen stammen, ein sicherer Beweis. Die Temperatur des Erdinnern liegt über dem Schmelzpunkt der Gesteine der Erdoberfläche und dürfte mit 20000° sicher noch weit unterschätzt sein. Diese Thatsache ist von hoher Wichtigkeit für alle Spekulationen über den Zustand des Erdinnern. Eine zweite Fundamentalthatsache, die gleichfalls Berücksichtigung heischt, ist, dass das Erdinnere im Vergleich zur Erdkruste ein sehr hohes specifisches Gewicht besitzt. Bekanntlich beträgt die mittlere Dichte der Gesteine der Erdoberfläche nur etwa 2.5, die der ganzen Erde dagegen 5.6, so dass schon daraus auf des Auftreten sehr dichter Massen im Erdinnern geschlossen werden muss. Dass zu einem gleichen Schluss auch der beobachtete Betrag der Abplattung der Erde drängt, ist früher (Abt. I. S. 49) dargelegt worden. Nach Lipschitz muss man für eine Tiefe gleich zwei Drittel des Erdradius eine Dichte von 9 und für das Centrum der Erde eine von 9.45 annehmen. Ähnliche Werte fanden schon früher Légendre, E. Roche und Helmert. Als dritte Thatsache ist endlich hervorzuheben, dass das Erdinnere einem ungeheuren Drucke ausgesetzt ist, dessen Größe man gleichfalls zu berechnen versucht hat. Er beträgt nach Lipschitz in einer Tiefe gleich einem Fünftel des Erdradius etwa eine Million Atmosphären und im Centrum 5¾ Millionen Atmosphären. Dass das Erdinnere sehr heiß und sehr schwer ist und unter einem gewaltigen Drucke steht, ist nun leider aber auch das einzige, was wir sicher darüber wissen. Ausgehend von diesen drei Thatsachen, ist man zu ganz verschiedenen Hypothesen über den Zustand des Erdinnern gelangt.*)

Weit verbreitet ist die Anschauung, dass die Erde auch in ihrem Innern starr sei trotz der ungeheuren Temperaturen, die dort herrschen. G. H. Darwin und Wm. Thomson (jetzt Lord Kelvin) sind heute die vornehmsten Vertreter dieser Hypothese. Als Beweis führen sie die

*) Vgl. hiezu auch den Abschnitt von Hann Seite 50.

Ebbe- und die Fluterscheinungen des Meeres an, deren Größe sich ganz verschieden je nach dem Grad der Starrheit der Erde gestalten muss.*) Das Erdinnere muss nämlich auch eine Gezeitenbewegung erfahren und diese Bewegung wird sich auf die Erdkruste übertragen und so die Meeresgezeiten verschleiern. Die thatsächlich zur Beobachtung gelangenden Gezeiten des Meeres werden daher kleiner sein als die theoretisch berechneten und zwar um so kleiner, je größer die Nachgiebigkeit der Erdkruste ist. Thatsächlich hat nun Darwin nachweisen zu können geglaubt, dass die Gezeiten $^2/_3$ ihrer theoretischen Größe besitzen und daraus auf eine Starrheit der Erde gleich der des Stahls geschlossen. Nachträglich hat sich jedoch herausgestellt, dass die Voraussetzungen der Rechnung Darwins wahrscheinlich der Wirklichkeit nicht entsprechen. Als einen ferneren Grund für die Hypothese eines starren Erdinnern führt Thomson an, dass, als die Abkühlung der ursprünglich feurigflüssigen Erde begann, die ersten Erstarrungsprodukte jedenfalls in die Tiefe sinken mussten, weil sie schwerer waren, als das Magma, aus dem sie sich an der Oberfläche ausschieden; so lieferten sie das Material zu einem festen Erdkern. Allein die Lavaströme und vor allem die Lavaseeen thätiger Vulkane zeigen gerade umgekehrt, dass die durch Erkalten gebildeten Schlacken nicht in das Magma einsinken. Nicht zwingend ist auch ein dritter Grund Thomsons, nämlich die mehrfach gemachte Erfahrung, dass hoher Druck den Schmelzpunkt bei vielen Stoffen erhöht, so dass sie unter hohem Druck bei Temperaturen in festem Zustand zu existieren vermögen, bei denen sie unter gewöhnlichem Druck schon längst geschmolzen sein würden. Denn diese Beziehung zwischen Druck und Schmelzpunkt ist nur innerhalb enger Temperaturgrenzen nachgewiesen.**) Die Untersuchungen über die kritische Temperatur der Körper haben gerade umgekehrt dargethan, dass eine Verflüssigung eines Gases auch durch eine noch so große Drucksteigerung nicht eintreten kann, sobald die Temperatur eine bestimmte Grenze, eben die kritische Temperatur, überschritten hat; von einem Festwerden durch Druck ist bei dieser Temperatur natürlich noch weniger die Rede. Jüngst scheint durch die Beobachtungen von Reubeur-Paschwitz noch ein fernerer Grund für eine grosse Starrheit der gesammten Erde hinzugekommen zu sein — die ungeheuer große Geschwindigkeit, mit der sich die Erdbebenwellen in großen Tiefen fortpflanzen; doch ist die Erscheinung vielleicht auch mit einem sehr dichten gasförmigen Erdinnern nicht unvereinbar.

Groß ist seit Descartes und Leibnitz die Zahl der Forscher, die für ein flüssiges Erdinnere eingetreten sind. Laplace, Fourier und Cordier entwickelten diese Anschauung wissenschaftlich. Sie stützten sich auf die Thatsache, dass den Vulkanen geschmolzene Gesteine entquellen, die an weit von einander gelegenen Stellen der Erdoberfläche gleiche Zusammensetzung besitzen. Auch die gewaltigen

*) Vgl. erste Abteilung Seite 329.

**) Das gilt auch von den Untersuchungen von Clarence King und Barus.

Senkungen und Einbrüche, die uns die Erdgeschichte lehrt, werden als Beweis eines nachgiebigen, also nicht starren Erdinnern gedeutet.

Um sowohl den Gründen, die für ein starres Erdinnere, als denen, die für ein flüssiges sprechen, gleichzeitig gerecht zu werden, haben andere Gelehrte, so noch in jüngster Zeit Roche, die Anschauung vertreten, dass unter der Erdkruste eine flüssige Schicht sich finde, der Erdkern aber wieder fest sei.

In neuerer Zeit ist durch die Untersuchungen von A. Ritter, dem sich Zöppritz, Penck und S. Günther anschlossen, auch die Lehre von einem gasförmigen Erdinnern zur Geltung gekommen. Sie stützt sich besonders auf den von Andrews ausgesprochenen und für viele Körper bewiesenen schon erwähnten Satz, dass es für sie eine kritische Temperatur giebt, oberhalb deren sie nur noch in Gasform zu existieren vermögen. Es ist nun außerordentlich wahrscheinlich, dass die Temperatur des Erdinnern höher ist, als die kritische Temperatur aller Körper; deswegen können diese auch nur in Gasform im Erdinnern auftreten. Ja, möglicher Weise ist die Temperatur so hoch (nach Ritter 100 000° *C*), dass dabei überhaupt gar keine Verbindungen bestehen können, dass also alle Moleküle zersprengt sind und wir ein einatomiges Gas vor uns haben. Freilich wäre dieses Gas von eigentümlicher Beschaffenheit, nämlich derart durch Druck verdichtet, dass es specifisch schwerer wäre, als die große Mehrzahl der festen Stoffe an der Erdoberfläche. Eingeschlossen in eine feste Kapsel, die Erdkruste, setzt es allen von außen wirkenden Kräften eine große Trägheit und große Reibungswiderstände entgegen.*) Das ist ein Zustand, in dem wir die Gase an der Erdoberfläche allerdings nicht kennen, wie er sich aber aus der Theorie ohne weiteres ergiebt. Als wichtigste Eigenschaft der Gase hätte das Gas des Erdinnern jederzeit das Bestreben, alle sich darbietenden Hohlräume auszufüllen, um einen möglichst großen Raum einzunehmen. Das Verhältnis zwischen Hülle und Erdinnerm bei der Annahme, dass dieses gasförmig sei, gestaltet sich ganz einfach: Die Hülle lastet unter dem Einfluss der Gravitation schwer auf dem gasförmigen Erdinnern, presst dieses zusammen, und wird seinerseits von der Spannkraft des Erdgases getragen.

Bei der Annahme eines flüssigen oder gasförmigen Erdinnern entsteht sofort die Frage nach der Dicke der festen Erdkruste. Die Antwort hat sehr verschieden gelautet. In keinem Fall darf man die Dicke unterschätzen. Sie dürfte, wie wir aus der relativen Stabilität der Verhältnisse an der Erdoberfläche schließen müssen, einen merklichen Bruchteil des Erdradius betragen. Hopkins, dessen Berechnungen allerdings nicht einwandfrei sind, kommt auf eine Dicke von mindestens 1250 bis 1560 *km* d. i. $^1/_5$ bei $^1/_4$ des Erdradius. Andere Gelehrte schätzen die Dicke nur auf 80

*) Wir können uns diese Reibung so gewaltig denken, dass der Widerstand, den sie einer Verschiebung der Teilchen entgegensetzt, so groß ist, wie der Widerstand, den bei starren Körpern die Kohäsion ausübt. So kann ein gasförmiges Erdinnere sich vorübergehenden Gravitationseinflüssen gegenüber verhalten, wie ein starres Erdinnere.



bis 90 *km*, wieder andere nur auf 40 *km*. Genaue Angaben sind übrigens schon aus dem Grunde nicht möglich, weil sich der Übergang von der festen Erdkruste zum geschmolzenen und gasförmigen Erdinnern sicherlich nur allmählich vollzieht. In einer gewissen Tiefe müssen die Schichten der Erdkruste viel von ihrer Starrheit eingebüsst haben; denn bekanntlich werden Gesteine unter hohem Druck zerquetscht. Nach Heim zerquetschen Sandsteinsäulen durch ihr eigenes Gewicht ihren Fuss bei einer Höhe von 900 bis 1300 *m*, Kalksteinsäulen bei einer Höhe von 1100 bis 1800 *m*, Granit- und Gneissäulen bei 1800 bis 2600 *m*. Mögen diese Höhenangaben auch zu klein sein, wie von manchen Seiten angenommen wird, so ändert das an der Thatsache nichts, dass schon in nicht zu großer Tiefe die Gesteine zerquetscht sind. In diesem Zustand schmiegt sich jedes Gestein allen Formen an und wenn durch enge Umschließung das Zerfallen in einzelne Trümmer verhindert wird, so kann es in seiner Gesamtheit gebogen werden: Es befindet sich in latent plastischem Zustand. Während die Starrheit der Gesteine an der Oberfläche etwa der des Glases entspricht, kann man Gesteine in diesem latent plastischen Zustand mit Siegellack vergleichen. Weiter nach unten würden dann erst zähflüssige Massen wie Pech, dann wie Melasse, schließlich flüssige wie Öl und wie Wasser folgen. Auch der Übergang von den flüssigen zu den gasförmigen Teilen des Erdinnern dürfte sich nicht sprungweise vollziehen. Bekanntlich haben Flüssigkeiten die Fähigkeit, Gase zu absorbieren und zwar wächst diese Fähigkeit ungeheuer mit dem Druck, unter dem die Flüssigkeit steht. So müssen wir uns jene feurigflüssigen Massen — das Magma — ganz beladen mit Gasen denken, was die direkten Beobachtungen an Laven bestätigen. Unterhalb dieser Flüssigkeitshülle folgt dann eine Gashülle mit Gasen chemischer Verbindungen; endlich können wir in den centralen Teilen des Erdinnern, den Erdkern zusammensetzend, ein einatomiges, dissociiertes Gas annehmen.

Welche der vorgetragenen Anschauungen über den Zustand des Erdinnern richtig ist, lässt sich heute nicht entscheiden. Sicher ist jedoch, dass die Hypothese von einem gasförmigen Erdinnern den Anforderungen der Geologie am besten entspricht. Die geologischen Erscheinungen führen zur Annahme eines Erdkerns, der sich energisch zusammenzieht. Eine solche Zusammenziehung ist bei einem starren oder flüssigen Erdinnern schwer denkbar, da die thermischen Ausdehnungskoefficienten der festen und flüssigen Körper nur klein sind und von einer Kompressibilität überhaupt kaum die Rede sein kann. Anders ist es mit gasförmigen Körpern. Allerdings darf man nicht annehmen, dass der Ausdehnungskoefficient der Gase der Erdoberfläche auch für jene angenommenen Gase oder das Boyle-Mariotte'sche Gesetz auch für die ungeheuren Drucke und Temperaturen des Erdinnern Giltigkeit habe. Dass aber der Ausdehnungskoefficient eines gasförmigen Erdinnern und ebenso seine Zusammendrückbarkeit viel größer sein müssen, als bei einem flüssigen oder gar starren Erdinnern, wird schwerlich geleugnet werden können.

Wärmeverlust der Erde. Da vom glühendheißen Erdinnern gegen die Erdoberfläche hin ein Temperaturgefälle existiert, findet im Sinn dieses Temperaturgefälles eine Bewegung von Wärme statt. Durch Leitung wird Wärme der Erdkruste zugeführt und hier in den Weltenraum ausgestrahlt. Man hat die Wärmemenge, die in dieser Weise dem Erdinnern entzogen wird, aus der geothermischen Tiefenstufe zu berechnen gesucht. Adolf Schmidt fand, dass durchschnittlich in einem Tage durch einen Quadratcentimeter der Erdoberfläche 0.1 kleine Kalorien (Gramm-Kalorien) nach außen gelangen; das würde für die ganze Erde rund 5×10^{14} große Kalorien pro Tag ausmachen. Dieser Verlust geschieht ausschließlich oder fast ausschließlich auf Kosten der Wärme des Erdinnern; die Kruste spielt im wesentlichen nur die Rolle eines Leiters.

Der Wärmeverlust bewirkt eine Änderung der Spannkraft des gasförmigen Erdinnern, also der Kraft, die die Hülle trägt. Die Folge ist ein Einsinken der Hülle unter dem Einfluss der Schwerkraft.*) Die Gesamtheit der Bewegungen, die die Hülle dabei erfährt, fassen wir unter dem Ausdruck Krustenbewegungen zusammen. Allein noch eine andere Folge hat dieses centripetale Einsinken der Kruste: das hydrostatische Gleichgewicht der glutflüssigen Massen wird durch den wechselnden Druck gestört und auch sie geraten in Bewegung und werden stellenweise ausgequetscht — das sind die Magmabewegungen.

Magmabewegungen.

Obwohl die Krustenbewegungen eine weit größere Bedeutung für die Ausgestaltung der Formen der Erdoberfläche besitzen, äußern sich doch die Magmabewegungen viel augenfälliger. Zahlreich sind die Stellen, wo Magma direkt an die Erdoberfläche gelangt; diese Stellen heißen Vulkane; daher wird die Lehre von den Magmabewegungen meist als Lehre von den vulkanischen Erscheinungen oder vom Vulkanismus bezeichnet. Den Akt des Austretens selbst mit allen begleitenden Erscheinungen nennt man einen vulkanischen Ausbruch oder eine Eruption.**)

Eruptionsprodukte. In zweierlei Formen tritt das Magma an der Erdoberfläche aus: bald quillt es als glühender Schmelzfluss aus dem

*) Dieses Einsinken bewirkt eine Kompression des gasförmigen Erdinnern und dadurch eine Temperatursteigerung. Es ist also mit dem Wärmeverlust keineswegs notwendig eine entsprechende Abkühlung des Erdinnern verbunden. Ritter hat sogar berechnet, dass die durch die Kompression verursachte Erhöhung der Temperatur die durch den Wärmeverlust verursachte Abkühlung bei weitem übertrifft, dass also die Temperatur des Erdinnern bei der Kontraktion noch wächst; doch dürfte dieses Resultat, das auf Grund der unter den Verhältnissen der Erdoberfläche gültigen Gasgesetze gefunden wurde, kaum der Wirklichkeit entsprechen. Immerhin wird sicherlich ein Teil der durch die Wärmeentziehung verursachten Abkühlung durch die Kompression des gasförmigen Erdinnern wieder ausgeglichen.

**) Als treffliche zusammenfassende Werke über Vulkanismus seien genannt:

Poulett Scrope: Volcanoes. London 1862 (Übersetzung Berlin 1872).

J. W. Judd: Volcanoes. Vth. ed London 1893.

Schlot der Vulkane — das ist die Lava; bald wird es, feiner oder gröber zerteilt, ausgeworfen; das sind die Auswürfe.

Die Natur des Magmas lässt sich am deutlichsten an den Laven erkennen. Alle Laven gehören petrographisch zu den massigen Gesteinen; sie setzen die Gruppe der Ergussgesteine zusammen. Am häufigsten sind unter ihnen heute die Glieder der Familie der Trachyte und der Basalte, sowie ihre nahen Verwandten. Je nach dem Gehalte an Kieselsäure spricht man von sauren und basischen Laven. Saure Laven sind der Liparit (75% Kieselsäure und mehr) und der Trachyt (über 65%), basische Laven dagegen der Andesit (über 50%) und vor allem die verschiedenen Basalte (40—50%). Die verschiedenen Laven verteilen sich nicht etwa derart auf die Vulkangebiete der Erde, dass benachbarte Vulkane gleiches, weit von einander entfernte aber mehr verschiedenes Magma fördern. Vielmehr finden sich nicht selten zwischen den Laven benachbarter Vulkane große Differenzen und zwischen denen weit entfernter Vulkane große Ähnlichkeiten. Ja, es kommt vor, dass derselbe Vulkan bald die eine, bald die andere Lava zu Tage quellen lässt, wie Hekla und Krafla auf Island, die bald basaltische, bald trachytische Lava auswerfen. Bei vielen Vulkanen hat sich der petrographische Charakter der Auswürfe und Ergüsse im Laufe der Zeit nach einem bestimmten von v. Richthofen entdeckten Gesetze geändert. Es folgten einander: 1. Propylit, 2. Andesit, 3. Trachyt, 4. Liparit, 5. Basalt. Wo diese Richthofen'sche Reihe der Ergüsse zu beobachten ist, da müssen offenbar unter dem Vulkan Magmen des verschiedensten Typus vorhanden gewesen sein, die in bestimmter Reihenfolge zur Eruption kamen, erst basische, dann saure und endlich wieder basische.

Die meisten Laven enthalten, solange sie flüssig sind, gewaltige Mengen von Gasen und Dämpfen gelöst, manche wohl ein Vielfaches ihres Volumens. Wasserdampf wiegt unter den absorbierten Gasen durchaus vor (über 99%); daneben tritt schweflige Säure auf, ferner Chlorwasserstoffsäure, Kohlensäure, Wasserstoff u. s. w. Der Gasgehalt wechselt von Vulkan zu Vulkan und nimmt nach dem Austritt der Lava ab, je mehr sich die Lava abkühlt. Ist die Lava flüssig genug, so entweichen die Gase und Dämpfe in Blasen zur Oberfläche. Die vollkommen erstarrte und erkaltete Lava ist dann kompakt und verhältnismäßig blasenfrei. Ist dagegen die Lava zähflüssig, so bleiben die Blasen in ihr stecken; in diesem Fall erscheint die erkaltete Lava dazwischen förmlich kavernös.

Den Schlot des Vulkans verlässt die Lava in der Regel im Zustand der Weißglut; sie ist flüssig, doch schwankt der Flüssigkeitsgrad erheblich. Die basischen Laven, vor allem die Basalte, sind immer weit dünnflüssiger als die sauren. Es hängt das damit zusammen, dass die basischen Laven aus leichter schmelzbaren, die sauren aus schwerer schmelzbaren Mineralien bestehen.*) In Hawai werden Basaltlaven beobachtet,

*) Der Schmelzpunkt des Basaltes schwankt von 1100 bis 1370° C.; derjenige der Trachyte ist weit höher.

die nahezu so flüssig sind wie Wasser. Sie bewegen sich dazwischen mit der Geschwindigkeit hochgeschwollener Gebirgsflüsse und legen in der Stunde 20—30 *km*, d. i. in der Sekunde 5.6 bis 8.3 *m* zurück; wo sie über eine Terrasse herabstürzen, bilden sie förmliche Kaskaden. Geschwindigkeiten von 5 *km* in der Stunde und darüber kommen auch am Vesuv vor. Am Ätna heißt dagegen schon eine Lava schnell, die in der Stunde 0.3 bis 0.5 *km* zurücklegt. Die Bewegung verlangsamt sich, je mehr die Lava erkaltet, und beträgt kurz vor dem vollkommenen Starrwerden nur wenige Centimeter am Tage. Wegen des größern Flüssigkeitsgrades haben basaltische Laven die Tendenz weit auszufließen; sie bilden oft große Decken, während die zähen trachytischen Laven sich leicht stauen. Neben der Zähigkeit ist für die Art der Ausbreitung der Laven naturgemäß vor allem auch die Gestalt der Unterlage maßgebend. Auf mehr oder minder horizontalen Flächen bilden die Ergüsse Decken, auf steiler geneigtem Gehänge Ströme, die genau den Thälern folgen.

Während die Lava erst rasch und später immer langsamer abwärts fließt, erkaltet sie allmählich. Die Erkaltung macht sich in der Regel schon nach ganz kurzer Zeit durch Bildung einer Schlackenschicht geltend, die überall entsteht, wo die Lava mit kalten Gegenständen oder mit der Luft in Berührung kommt, also vor allem an ihrer Sohle und an ihrer Oberfläche. Demnach unterscheidet man eine obere und eine untere Schlackenschicht. Die Schlackenschicht ist oft schon wenige Stunden nach dem Ausfließen der Lava so weit abgekühlt, dass sie betreten werden kann; in den hier und da aufreißenden Spalten erscheint dann in der Tiefe noch das glühende Innere, das noch lange flüssig bleibt. Die Lava fließt in diesem Zustand gleichsam wie in einem Sack; die untere Schlackenschicht haftet am Boden, während das flüssige Innere abwärts strebt. Infolgedessen macht sich an der Front des Stromes eine wälzende Bewegung geltend: Die erkaltete Lava, die die Front bildet, gerät unter den Strom und zieht die Decke von der Oberfläche des Stromes nach vorn. Ist der Strom schmal, so findet unter Umständen die Decke durch die Schlackenbildungen an der Seite eine Stütze. Dann strömt die flüssige Lava an der Front weiter, während die erkaltete Bodenschicht, die Seiten und die Decke, eine langgedehnte schlauchartige Höhle bildend, zurückbleiben. Solche Höhlen sind nicht allzu selten. Oft freilich stürzt die Decke ein und nur ein Lavakanal mit wulstig erhabenen Rändern bleibt zurück.

Die Oberfläche eines Lavastroms ist, sobald sich die Schlackenschicht gebildet hat, schwarz und gewährt einen überaus düstern Anblick. Bald erscheint die Lava als ein locker aufgeschüttetes Haufwerk von schwarzen Blöcken der verschiedensten Größe und Gestalt, vergleichbar einem Haufen Kohle. Das ist die Blocklava, die immer schlackig und blasig ist. Sie entsteht, wenn die Abkühlung unter starker Dampfentwicklung und daher*) rasch erfolgt. Geht dagegen die Abkühlung ohne nennenswerthe Dampf-

*) Wegen der plötzlichen Bindung der Wärme bei der Dampfbildung.

entwicklung und allmählich von statten, so wird das Magma an seiner Oberfläche immer zäher und zäher, schließlich teigartig. Erstarrt bildet es die Platten- oder Fladenlava (Fig. 51), oder wenn kurz vor dem vollkommenen Starrwerden der Oberfläche noch eine Fortbewegung stattfand, wobei die einzelnen Lavafetzen gedreht und gezogen wurden, die Gekröselava, deren Äußeres durch den Namen genugsam angedeutet ist.

Indem die Dämpfe aus dem Innern des Lavastromes durch die Spalten der bereits fest und kalt gewordenen Decke hindurch entweichen, setzen sich aus ihnen durch Sublimation eine Reihe von Mineralien, besonders



Fig. 51.



Fladen- oder Plattenlavafeld am Vesuv.
(Nach Photographie.)

Kochsalz, Salmiak und Eisenchlorid*) in den Fugen und auf der Oberfläche der Schlackenschicht ab.**) Strömt an einer Stelle der Dampf besonders heftig aus, so reißt er auch wohl glühende Lavafetzen mit sich empor und es baut sich daraus rings um die Mündung ein kleiner Schlackenkegel (Hornito) auf (Fig. 52).

*) Seiner gelben Farbe wegen wird Eisenchlorid auf Laven und in Kratern oft für Schwefel gehalten.

**) Nur nebenbei sei bemerkt, dass nach den Beobachtungen von Scacchi und G. vom Rath sich auf Laven durch Verdichtung von Bestandtheilen der Dämpfe auch Silikate bilden, so Sanidin, Augit und Biotit.

Bis zur vollkommenen Erkaltung eines Lavastroms verstreicht geraume Zeit, da die schlecht leitende Schlackenschicht das Innere warm hält. Große Ströme erkalten langsamer als kleine. So beobachtete Fr. Hoffmann 1830 auf einem großen, 43 Jahre vorher ausgeflossenen Lavastrom am Ätna noch heiße Dampfexhalationen (Fumarolen).

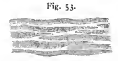
Fig. 52.



Schlackenschornstein auf einem Lavastrom des Vesuvs vom Jahre 1852.

Der Durchschnitt durch einen Lavastrom zeigt deutlich das verschiedene Tempo des Erkaltens: die untere wie die obere Schlackenschicht sind mehr oder minder glasig und amorph, dabei sehr blasenreich; die Fluidalstruktur ist oft mit bloßem Auge sichtbar. Das Innere des Stromes aber, wo bei der allmählichen Erkaltung eine vollkommene Krystallisation erfolgen konnte, ist krystallinisch und kompakt; nur hier und da enthält es glasige Partieen, besonders bei sauren Laven. Häufig stellt sich in diesem innern Teil die säulenförmige Absonderung ein. Der Gegensatz zwischen dem innern wohl auskrystallisierten Teil und den Schlackenschichten gestattet die einzelnen, zu verschiedener Zeit geflossenen Lavaströme auch dort zu erkennen, wo mehrere Ströme auf einander liegen (vgl. Fig. 53; die Schlackenschichten sind hier weiß gelassen).

Fig. 53.



Querschnitt durch übereinander lagernde Lavaströme.

Fig. 54.



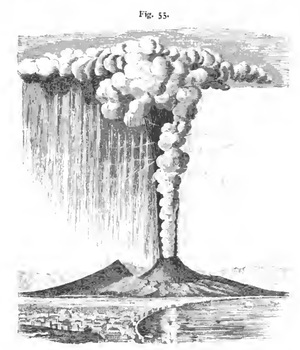


Vulkanische Bomben, birn- und citronenförmig.

Nicht geringer, vielleicht sogar größer als die als Lava ausströmenden Magmamassen sind die Massen, die als lockere Auswürfe aus den Vulkanen ausgeschleudert werden. Alle diese Auswürfe sind nichts anderes als Lava, die durch plötzliche Gas- und Dampfexplosionen zerrissen und zerstäubt worden ist. Je nach der Grösse der einzelnen Trümmer unterscheidet man vulkanische Blöcke, vulkanische Bomben (Kopfgröße), Lapilli oder Rapilli (Nussgröße), vulkanische Sande und endlich vulkanische Asche (Fig. 54). Doch überwiegt das feinere Material durchaus. Die Lapilli und vor allem die ausgeworfenen Aschenmassen sind es, die, wenn sie glühend durch die Luft fahren, das Schauspiel eines feuerspeienden Berges gewähren. Die Asche steigt oft bis zu bedeutenden Höhen empor; bei der Eruption des Krakatau in der Sundastraße erreichte sie z. B. rund 30000 *m* Höhe. Die größeren Auswürflinge bis herab zu den Lapilli fallen in den Krater des Vulkans zurück oder kommen doch in seiner unmittelbaren Nachbarschaft zu Boden, während die Asche sich länger schwebend erhält. Sie wird von den Luft-

strömungen, die in der Höhe über einem in Eruption begriffenen Vulkan meist nach allen Richtungen centrifugal ausströmen*), schirmförmig ausgebreitet. So entsteht jene merkwürdige Gestalt der Aschensäule, die schon Plinius mit der Gestalt einer Pinie verglichen hat (Fig. 55). Zur Asche gesellen sich hier noch mächtige Gewitterwolken, die sich durch die Kondensation des aus dem Vulkan ausgestoßenen Wasserdampfes bilden. Wird die Asche in der Höhe durch eine kräftige allgemeine

Fig. 55.



Aschensäule (Pinie) beim Ausbruch des Vesuvs, October 1822.
(Nach Poulett Scrope.)

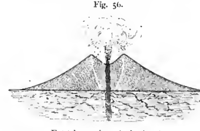
Windströmung erfasst, so kann sie auf große Entfernungen hin vertragen werden. So flog 512 Asche vom Vesuv bis Konstantinopel und Tripolis. Von Island gelangt Asche zuweilen bis Norwegen und die Asche des Krakatau verbreitete sich 1883 über eine Fläche von 750 000 *qkm*.

*) Über einem in Eruption begriffenen Vulkan stellt sich bei ruhigem Wetter stets eine cyklonale Luftbewegung ein; die in die Höhe geworfenen Auswürfe und Dämpfe reißen benachbarte Luftmassen von unten mit sich empor; in der Höhe findet dann eine Anhäufung von Luft statt, die nun nach allen Richtungen abströmt, um sich in einiger Entfernung vom Vulkan wieder zu senken und in der Tiefe zum Vulkan zurückzuströmen.

Die niederfallenden Auswürfe bilden allmählich rings um das Mundloch des vulkanischen Schlots einen allseitig abfallenden Kegel. Dieser Kegel ist derart geschichtet, dass die Aschenschichten nach außen hin fallen (periklinale Schichtung); gegen das Mundloch hin sind sie dagegen verstürzt und zeigen daher ein centripetales Fallen (vgl. Fig. 56). Durch diese Anhäufung in Form eines Walls entsteht unmittelbar am Mundloch eine trichterartige Hohlform — der Krater.

Größere Auswürflinge, die während ihrer Reise durch die Luft nicht vollkommen erstarren konnten, schlagen sich oft beim Niederfallen platt und backen als Schlacken zusammen. Meist aber liegen die Auswürfe zuerst vollkommen locker; erst später, wenn die Tageswässer die Aschen und Sande durchdringen und dabei chemische Prozesse einleiten, wird eine Verfestigung herbeigeführt: die Auswürfe erharten zu vulkanischem Tuff oder, wo Bomben und Lapilli in Massen vorhanden sind, zu einem vulkanischen Konglomerat. Begünstigt wird diese Verfestigung durch die Regen, die fast bei jeder Eruption aus den mächtigen Gewitterwolken über dem Vulkan niedergehen. Sind die Regen sehr stark, so verwandeln sie die Aschen und Sande auch wohl in einen Schlamm, der sich dem Gefälle des Bodens folgend in Bewegung setzt und später zu Tuff erhartet. Ein Schlammstrom dieser Art vernichtete im Jahre 79 n. Chr. Pompeji. Solche Tuffmassen, die erhartete Schlammströme sind, werden auch Trass genannt.

Fig. 56.



Entstehung eines Aschenkegels.
(Nach Poulett Scrope.)

Der Vorgang der Eruption. Fast alle Vulkane arbeiten intermittierend. Nur ganz wenige befinden sich fortwährend in gleichmäßiger Eruption, wie der Stromboli auf einer der liparischen Inseln. Inmitten des Kraters finden sich hier mehrere Öffnungen (Bocche); aus einigen tritt zischend Dampf aus, aus andern gelegentlich auch etwas Lava. In einer dritten Kategorie steigt die Lava etwa alle halbe Stunde empor, die Oberfläche bläht sich über gewaltigen Dampfblasen, diese platzen mit einem Knall und schleudern Schlacken empor, worauf die Lava wieder sinkt, um nach einer halben Stunde ihr Spiel von neuem zu beginnen. In einem ständigen Eruptionszustande verharrt auch der Oshima in Japan und der Izalco in Nicaragua. Auch der Sangai in Ecuador zeigte früher eine analoge Gleichmässigkeit; Wisse beobachtete an ihm in der Stunde 267 kleine Eruptionen. Absolut beständig ist allerdings auch dieser Zustand nicht. So hat sich seit 1889 die Thätigkeit des Stromboli gesteigert, während die des Sangai in den letzten Jahrzehnten erheblich nachgelassen

hat. Immerhin sind doch diese Schwankungen sehr unbedeutend im Vergleich zu der intermittierenden Thätigkeit der anderen Vulkane, bei denen direkt Zeiten der Ruhe mit großen Ausbrüchen abwechseln. Oft ist allerdings die Ruhe nicht absolut; es finden vielmehr auch im Zustand der Ruhe aus Öffnungen oder Bocche am Boden des Kraters kleine Eruptionen vom Charakter derjenigen des Stromboli statt: Die Vulkane befinden sich in sogenannter strombolianischer Thätigkeit. Dann aber tritt auf einmal eine Katastrophe ein und für Tage, Wochen, ja Monate verwandelt sich der vorher so unschuldige Berg in eine lohende Esse. Oft hat sich gezeigt, dass die Ausbrüche um so heftiger auftraten, je länger und tiefer die ihnen vorausgegangene Ruhe war.

Als Vorboten einer Eruption treten in der Regel, doch keineswegs immer, zuerst schwache, später immer stärker und stärker werdende Erdbeben auf, von dumpfem unterirdischem Rollen und Donnern begleitet. Quellen versiegen auch wohl und Schnee schmilzt infolge der zunehmenden Bodenwärme. Aber diese Zeichen sind nicht derart, dass man mit Sicherheit aus ihnen auf eine nahende Eruption schließen könnte. Diese tritt nicht selten urplötzlich ein.

Die Eruption beginnt mit der Eröffnung des Eruptionskanals, der in der vorausgegangenen Ruhezeit sich durch Hineinstürzen von Gesteinen des Kraters, hauptsächlich aber durch das Erharten der in ihm aufgestiegenen, jedoch nicht mehr ausgeschleuderten oder ausgeflossenen Lava mehr oder minder verschlossen hat. Explosionen schießen die sperrenden Massen heraus oder öffnen, wenn der Pfropf zu fest sitzt, in der Nähe andere Kanäle. In letzterem Falle verlegt sich das Eruptionscentrum im Vergleich zu früher. Solche Verlegungen sind häufig; so war das Eruptionscentrum des Ätna früher im Gebiet des heutigen Val del Bove, südöstlich des gegenwärtigen Kraters; es verlegte sich dann nach NW und erst ganz zuletzt an die heutige Stelle. In den phlegräischen Feldern bei Neapel treffen wir eine Reihe von Vulkanen dicht neben einander, von denen jeder nur ganz wenige, einzelne sogar nur einen Ausbruch gehabt haben dürften, so dass hier sich das Centrum von Eruption zu Eruption verschob. Auch die Entstehung der 63 Krater, die dicht zusammengedrängt auf dem Isthmus von Auckland in Neu-Seeland stehen, führt sich auf ein fortwährendes Wandern des Eruptionspunktes zurück.

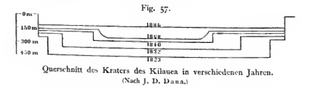
Ist einmal der Kanal geöffnet, so beginnt bei den Ausbrüchen des Vesuv, die wir zunächst im Auge haben, das Auswerfen der lockern Auswürflinge. Der früher aufgeschüttete Aschen- und Schlackenkegel wird dabei unter Umständen teilweise zerstört und ausgeweitet. Hier und da werden auch aus den tiefen Teilen des Schlots von den Wandungen Brocken von nicht vulkanischen Gesteinen losgerissen und mit der zerstäubten Lava in die Höhe geworfen. Erst nachdem das Aschenwerfen eine Zeitlang gedauert hat, beginnt oben am Krater die Lava überzufließen. In der Regel nehmen nunmehr die Erdbeben ab und es stellt sich eine mehr gleichmäßige Thätigkeit ein.

Nur ein Teil der Vulkane zeigt diesen Typus der Eruption, den man nach dem Vesuv den Vesuvtypus genannt hat. Schon beim Ätna treten Abweichungen auf: die Lava entquillt dem Berge niemals aus dem Krater am Gipfel, sondern immer aus radialen Spalten, die an den Flanken des Kegels aufbersten. Beim großen Ausbruch 1869 bildete sich z. B. eine 18 *km* lange Spalte, deren Ausgehendes ungefähr einer Seitenlinie des Kegels des Ätna entsprach. An verschieden Stellen dieser Spalte brach Magma aus; es entstanden eine Reihe von sogenannten parasitischen Kratern. Die oberen warfen vorwiegend Asche aus, während aus den tiefer gelegenen Lava ausströmte, die sich über eine Fläche von 50 *qkm* ausbreitete. Solcher parasitischer Kegel hat der Ätna an 900; jeder funktioniert in der Regel nur bei einer Eruption. Fast bei allen hohen Vulkanen erfolgen in dieser Weise die Lavaergüsse durch Flanken- oder Seiteneruptionen, während der centrale Krater am Gipfel nur Asche auswirft, oft aber überhaupt unthätig bleibt.

Trotz dieser Gegensätze zwischen Vesuv und Ätna ist doch beiden gemeinsam, dass sie sowohl Ergüsse als auch Auswürfe liefern. Solche Eruptionen heißen gemischte Eruptionen. Die Vulkanberge, die dadurch entstehen, zeichnen sich durch einen häufigen Wechsel von Laven und Tuffen aus, die alle vom Centrum des Vulkans weg fallen, freilich unregelmässig, je nach dem die Unterlage geneigt war, auf der sie sich ablagerten. Der Berg selbst stellt einen schlanken Kegel dar, dessen Gehänge nach unten zu sich immer mehr verflacht.

Einen ganz andern Typus der Eruption, nämlich reine Lavaeruptionen, weisen die Riesenvulkane von Hawai auf, deren genaue Erforschung wir besonders Dutton und Dana danken. Schon durch ihre äußere Form unterscheiden sie sich von den eben betrachteten: sie lassen sich am besten mit einem flachgewölbten Schild vergleichen. Das Charakteristische ist das fast vollkommene Fehlen der lockeren Auswürfe; einzig und allein Lava tritt aus; die ganzen mächtigen Berge bestehen nur daraus. Die Erklärung hierfür liegt in dem geringen Dampfgehalt der hawaiischen Laven und in dem dadurch bedingten Zurücktreten der Explosionen. Die Eruptionen vollziehen sich daher mit großer Ruhe.

Fig. 57.



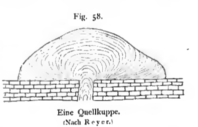
Querschnitt des Kraters des Kilauea in verschiedenen Jahren.
(Nach J. D. Dana.)

Auf dem überaus flachen Gipfel des Mauna Loa (4168 *m*) und desgleichen auf dem des Kilauea (1230 *m*) befindet sich je ein Krater, aber von sehr ungewöhnlicher Form (vgl. Fig. 57); er ist terrassiert und hat einen ganz flachen Boden. Auf dem Kilauea zeigt sich an der tiefsten

Stelle des Kraters, umgeben von senkrechten Abstürzen, ständig glühende Lava, förmlich ein kleiner Lavasee; am Mauna Loa ist dagegen die glühende Lava ganz unter einer Erstarrungskruste versteckt. Das ist der gewöhnliche Zustand. Die Ausbrüche, die sich durch überaus dünnflüssige Lava auszeichnen, vollziehen sich derart, dass zunächst die Lava im Krater zu steigen beginnt. Die Lavasäule hebt dabei den Kraterboden und schmilzt ihn von unten ab; der ganze Krater wird zum Lavasee, aus dem dazwischen Lavamassen hoch emporspritzen. Das Steigen dauert eine Zeit lang fort. In dem Moment aber, wo sich die Lava durch den ungeheuren hydrostatischen Druck oder durch eine Explosion einen Ausweg, meist ziemlich tief unterhalb des Gipfels an der Flanke des Berges nach außen hin oder in unterirdische Hohlräume geöffnet hat und der Lavaerguß vor sich geht, beginnt der Lavasee zu fallen und der Kraterboden, der durch Überkrusten des Sees entstand, versinkt in bedeutende Tiefe. Nur Reste von ihm bleiben als Terrassen zurück und markieren so einen alten Stand des Lavasees. In so großartiger Ruhe und Regelmäßigkeit wie auf Hawai vollziehen sich allerdings die reinen Lavaeruptionen nur selten; immerhin hat Thoroddsen auch in Island Vulkane vom gleichen Eruptionstypus gefunden.

Etwas anders spielen sich die reinen Lavaeruptionen eines zähflüssigen Magmas ab. Das Magma quillt aus dem Schlot aus und staut sich unmittelbar an dessen Mündung zu einem glockenförmigen Gebilde auf, während von unten immer neue Massen nachgeschoben werden. Es entsteht eine Quellkuppe (Fig. 58), die wohl eine schalige Absonderung des Gesteins, aber keine Schichtung der Laven wie Mauna Loa oder Kilauea aufweist. Eine solche Quellkuppe ist immer das Werk einer einzigen Eruption. Ein Beispiel bietet die Entstehung der Insel Georgios bei Santorin 1866; sie war nichts anderes, als ein gewaltiger über den Meeresspiegel emportauchender Lavablock.

Fig. 58.



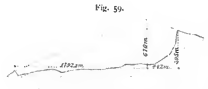
Eine Quellkuppe.
(Nach Reyer.)

Wie es Eruptionen giebt, wo nur Lava gefördert wird, so giebt es auch Eruptionen, wo ausschließlich Auswürfe und gar keine Ergüsse erscheinen — das sind die reinen Ascheneruptionen. Sie treten dort auf, wo die Lava sich durch einen ganz besonders hohen Gehalt an Gasen und Dämpfen auszeichnet. Ein berühmtes Beispiel ist der Ausbruch des Monte Nuovo bei Pozzuoli. Dieser Berg wurde 1538 mitten in einer Ebene in einer Nacht ausschließlich durch Aufschüttung von Auswürflingen aufgebaut. Ungleich bedeutender sind zwei andere Ascheneruptionen, bei denen allerdings auch etwas Lava floß, wenn ihre Menge auch gegenüber den Auswürfen vollkommen verschwand. Im Jahre 1815 brach der Gunung Tambora (Temboro)

auf der Sundainsel Sumbawa aus; es ist vielleicht der verheerendste Ausbruch, der je stattgefunden hat, kamen doch dabei an 60 000 Menschen ums Leben; alle benachbarten Inseln wurden hoch mit Asche überschüttet und mächtige Schichten von Bimstein, d. i. durch Blasen förmlich schaumiger Lava schwammen noch lange nach der Eruption im Meer umher. Junghuhn schätzt die ausgeworfene Masse auf 300 *cbkm*, Verbeeck auf 150 bis 200 *cbkm*. Nicht viel stand dieser Eruption der Aschenausbruch des Vulkans Fuji (3780 *m*) in Japan im Jahre 1707 nach.

Noch einen vierten Typus der vulkanischen Eruptionen hat uns die jüngste Zeit kennen gelehrt — Eruptionen, bei denen gar kein oder doch so gut wie gar kein Magma an die Erdoberfläche gelangt, die also eigentlich gar keine Eruptionen sind, sondern nur vulkanische Explosionen, durch die ein Loch in die Erdoberfläche gesprengt wird. Ein treffliches Beispiel bietet die Explosion des Bandai-San in Japan am 15. Juli 1888. Ausgestoßen wurden hier nur gewaltige Dampfmassen und zwar in 15 bis 20 Explosionen und mit solcher Vehemenz, dass die Spitze des alten, 1840 *m* hohen, als vollkommen erloschen geltenden Vulkans einfach abgesprengt wurde. An ihrer Stelle entstand eine Vertiefung, ein sogen. Explosionskrater (Fig. 59). Sekiya und Kikuchi berechnen die weggeschleuderte Bergmasse auf 1.12; *cbkm*. Die gröberen Trümmer schossen als mächtiger Schuttstrom den Bergabhang abwärts, eine Fläche von 70 *qkm* in eine Wüstenei verwandelnd, während der feine Staub bis in den stillen Ocean vertragen wurde. Die Ursache der Eruption kann nur in einer plötzlichen Ausdehnung der im Berg eingeschlossenen Dampfmassen, in einer Explosion gesucht werden. Als eine furchtbare Explosion, die allerdings auch von bedeutenden Auswürfen begleitet wurde, erscheint die Eruption des Krakatau*) vom 23. August 1883. Die Insel Krakatau wurde dabei zum größten Teil in die Luft gesprengt, desgleichen Teile des benachbarten Meeresbodens. Verbeek schätzt die bewegten Massen auf 18 *cbkm*.

Fig. 59.



Der Explosionskrater des Bandai-San.
Die gestrichelte Linie gibt die Profillinie des Berges vor der Eruption an.
(Nach Sekiya und Kikuchi.)

Die Unterschiede zwischen den geschilderten Typen der Eruptionen sind ersichtlich nur durch das verschiedene Mengenverhältnis zwischen dem Magma und den absorbierten Dämpfen hervorgerufen. Ein dampfarmes Magma bringt eine Lavaeruption hervor; bei größerm Gehalt an Dampf entstehen gemischte Eruptionen, die man als Lava-Aschen-Eruptionen oder Asche-Lava-Eruptionen bezeichnen kann, je nach dem Vorwiegen der einen oder der andern Form des Magmas. Bei sehr großem Gehalt an Dampf haben wir Aschenerruptionen. Tritt das Magma im Vergleich

*) In der Sundastrasse.

zum Dampf zurück, so kommt es nur zu Explosionen, für die wir den Namen Dampferuptionen anwenden können. Naturgemäß giebt es zwischen diesen Typen alle möglichen Übergänge. Dabei kommt es vor, dass derselbe Vulkan einmal mehr Asche, ein andermal mehr Lava austreten lässt; es wechselt also der Charakter der Eruption.

Von großer Wichtigkeit ist bei jeder Eruption die Form des Mundlochs, aus dem sie stattfindet. Bei allen betrachteten Ausbrüchen trat das Magma an einem Punkt aus, es handelte sich um centrale Eruptionen. Ihnen gegenüber gestellt werden die linearen oder Spalteneruptionen; eine ganze Spalte funktioniert hier als Mundloch. Am großartigsten tritt dieser Typus in Island auf, wo die Lava meist auf der ganzen Länge der Spalten unmittelbar hervorquillt und dann je nach den Bodenverhältnissen sich als Decke ausbreitet oder als Strom abfließt. So erfolgten im südlichen Island 1783 auf einer geradlinigen Spalte von 24.5 *km* Länge, der sogenannten Lakis- oder Skaptarspalte, gewaltige Eruptionen; es bildeten sich, auf der ganzen Spalte verteilt, im ganzen an 100 Krater, darunter 34 größere. Aus vielen wurde nur Asche ausgeworfen, aus anderen ergossen sich auch mächtige Lavamassen. Noch großartiger ist die von Thoroddsen entdeckte 30 *km* lange Spalte am Lingisjor zwischen Vatnajökull und Myrdalsjökull; «Berge von mehr als 1000 Fuss Höhe erscheinen wie Spielzeug zerbrochen und 400 — 600 Fuss tief aufgerissen. Aus dieser Spalte haben sich mehrere mächtige Lavaströme ohne Krater in mächtigen Kaskaden ergoßen.» Dieser Typus der Eruption ist in Island der gewöhnliche; doch findet er sich auch sonst.

Auch aus Spalten kann sich die Eruption so mannigfaltig vollziehen, wie aus centralen Kratern. Die Eruption der Lakisspalte von 1783 ist eine Lava-Aschen-Eruption gewesen; doch wiegt die Lava stark vor. Andere isländische Spalten haben zu wiederholten Malen fast nur Lava geliefert: Lavadecke legte sich auf Lavadecke; kleine Aschenkegel, die etwa von einer frühern Eruption her bestanden, wurden einfach eingeschmolzen oder doch eingeebnet und der Schlacke der neuen Lava einverleibt. Auch reine Ascheneruptionen auf Spalten beobachtete Thoroddsen in Island. Eine von nur ganz unbedeutenden Aschenauswürfen begleitete Explosion auf einer Spalte war die Tarawera-Eruption in Neuseeland, die am 10. Juni 1886 den Rotomahana-See mit seinen Sinterterrassen vernichtete.*) Durch sie wurde eine 10 *km* lange, im Mittel 0.5 *km* breite und 150 *m* tiefe Furche im Erdboden ausgesprengt.

Spalteneruptionen hat es ebenso wie centrale Eruptionen zu allen Zeiten gegeben. Für die mächtigen weit ausgedehnten Decken tertiärer Ergussgesteine, die wir später noch zu schildern haben werden, ist die Entstehung auf Spalten teils wahrscheinlich gemacht, teils wird sie wenigstens angenommen. Wahrscheinlich haben, wie von Richthofen betont hat, die Spalteneruptionen sogar eine weit höhere Bedeutung für die Ausgestaltung der Erdoberfläche als die centralen. Übrigens stehen

*) Vgl. unten den Abschnitt über Geiser.

Spalteneruptionen und centrale Eruptionen einander keineswegs unvermittelt gegenüber, ordnen sich doch auch die Schlote, an die die centralen Eruptionen anknüpfen, in den meisten Fällen auf grossen Bruchlinien der Erdkruste an. In manchen Fällen, wie bei den gewaltigen Eruptionen, die 1730—1737 auf der kanarischen Insel Lanzarote aus einer Serie dicht gedrängter, in gerader Linie gereihter Krater erfolgten, ist man im Zweifel, ob man es mit einer Spalteneruption oder mit einer Anzahl auf einer Bruchlinie angeordneter centraler Eruptionen zu thun hat.

Modificierend können auf die Eruption auch äußere, nicht im Magma selbst oder in der Form des Mundlochs beruhende Verhältnisse wirken. Am Cotopaxi in Südamerika treten z. B. bei den Eruptionen ungeheuere Fluten auf, die Eis, Schlamm und vulkanische Blöcke mit sich führen; sie entstehen dadurch, dass die Lava, die hier — ein seltener Fall — über alle Punkte des Kraters gleichzeitig ausfließt, die mächtigen Gletscher des 5943 *m* hohen Gipfels ganz plötzlich schmilzt. Auch Island ist mehrfach von analogen Hochfluten heimgesucht worden, die durch das Schmelzen der Gletscher bei Eruptionen entstanden, z. B. 1861 am Vatnajökul. Entsetzliche Schlammströme entsandte 1822 der Gunung Gelungung auf Java, dessen Eruption den Verheerungen nach unmittelbar nach der des Tambora kommt. Das Wasser dieser Schlammströme entstammte nach Junghuhn Seeen, die den Krater vor der Eruption ausfüllten. Tritt Magma am Boden des Meeres aus, so wird das Wasser durch die plötzlich entstehenden Dämpfe hoch emporgeschleudert, und Lava erscheint als Bimsstein an der Oberfläche. Auf solche unterseeische Eruptionen führt Rudolph die Entstehung der gewaltigen Erdbebenflutwellen zurück (vgl. Abt. I. S. 303). Auch wenn die Lava eines auf dem Land befindlichen Vulkans auf ihrem Weg abwärts das Meer erreicht, kommt es zu kleinen Explosionen.

Die in den Eruptionen aus der Tiefe an die Oberfläche der Erde geförderten Massen sind sehr beträchtlich. 1852 entströmte dem Mauna Loa auf Hawai ein Lavastrom von 32 *km* Länge, dessen Masse Dana auf etwa 0,3 *cbkm* schätzt; zwei Jahre darauf trat ein Lavastrom von 42 *km* Länge aus, an Rauminhalt etwa gleich dem ganzen Vesuv; 1859 entstand dann ein 53 *km* langer Strom. So gewaltig die Massen dieser Lavaströme im Vergleich zu den Laven etwa des Vesuv oder des Ätna sind, so sind sie doch nur klein gegenüber den Massen, die bei den größten Eruptionen bewegt worden sind. Es werden geschätzt:

Die Ergüsse der Lakisspalte 1783 auf 12,3 *cbkm**)
die Auswürfe des Tambora 1815 » 103 *cbkm*
» » » Coseguina 1835 » 150 *cbkm*
» » » Krakatau 1883 » 18 *cbkm*.

Die mittlere jährliche Förderung von Magma aus dem Schoß der Erde auf die Oberfläche glaubt Penck auf ungefähr 10 *cbkm* schätzen zu

*) Nach Thoroddsen. Allein für Islands Nordostecke schätzt Thoroddsen das Volumen der seit der letzten Eiszeit ausgetretenen Massen auf 217 *cbkm*.

müssen; etwa die Hälfte davon entfällt auf Ergüsse, die andere Hälfte auf Auswürfe.

Die ungeheure Bedeutung der vulkanischen Vorgänge wird uns noch klarer, wenn wir die weite Verbreitung der jungen (tertiären und posttertiären) Eruptivgesteine auf der Erdoberfläche ins Auge fassen. Im Kaskadengebirge zwischen Mount Baker und Lassen's Peak findet sich ein ungeheures, über 800 *km* langes und an Ausdehnung der Größe des Deutschen Reiches entsprechendes Lavafeld, dessen Mächtigkeit 600—1200 *m* beträgt und dessen Entstehung Le Conte an den Schluss der Pliocänzeit versetzt. In Vorderindien breiten sich im Gebiet des Hochlands von Dekan alttertiäre Basaltdecken von 2000 *m* Mächtigkeit über eine Fläche von ungefähr gleicher Größe aus. Kaum kleiner ist die tertiäre Basaltdecke, von der uns Bruchteile in Island, in Irland und auf den Färöern und Hebriden erhalten geblieben sind. In Afrika tritt uns eine mächtige Decke in Abessynien entgegen. In allen diesen Fällen hat man es mit Ergüssen aus Spalten nach Art der Lakieruption zu thun. Insgesamt bedecken die jungen seit Beginn der Tertiärzeit ausgetretenen Eruptivgesteine nach v. Tillo 4 Millionen *qkm* oder 4% der geologisch bekannten Landoberfläche. Schätzen wir die mittlere Mächtigkeit auf 500 bis 1000 *m*, so erhalten wir für die gesamte Masse der seit Anfang der Tertiärzeit geförderten Eruptivgesteine auf den geologisch bekannten Teilen der Erdoberfläche 2 bis 4 Millionen *cbkm*.

Erlöschen der vulkanischen Thätigkeit. Wir erwähnten schon, dass die große Mehrzahl der Vulkane intermittierend thätig ist. Der Vulkan schläft gleichsam, ehe er sich zu neuer Arbeit aufrafft. Unter Umständen kann er aber auch für die Dauer erlöschen. Ganz allmählich geht das vor sich und noch lange Zeit nach der letzten Eruption verraten gewisse Anzeichen den erkaltenden vulkanischen Herd in der Tiefe. Am wichtigsten sind in dieser Hinsicht Exhalationen von Gasen und Dämpfen, dann auch Thermen. So strömen aus der Solfatara, einem seit 1198 erloschenen Vulkan bei Pozzuoli, Dämpfe in Massen aus, hauptsächlich Wasserdampf, dann aber auch alle anderen Gase, die wir in den Laven gelöst finden. Man hat den Namen übertragen und bezeichnet den durch Dampf- und Gasausströmungen gekennzeichneten Zustand der ruhenden oder erlöschenden Vulkane als Solfatarenzustand.*) Charakteristisch für ihn ist auch der durch die ausströmenden Schwefelverbindungen verursachte starke Absatz von Schwefel. Ganze große Gebiete befinden sich in diesem Zustand, so der National-Park der Vereinigten Staaten von Nordamerika.**) Bei weiterer Verminderung der vulkanischen Thätigkeit verschwinden allmählich die Dampfexhalationen, man trifft nur noch zahlreiche

*) Die Dampfausströmungen alter vulkanischer Gebiete heißen Fumarolen, wie die Dampfausströmungen der Lava.

**) An erlöschende vulkanische Thätigkeit ist oft auch das Auftreten der an anderer Stelle zu besprechenden Geiser geknüpft.

heiße Quellen und endlich als letzte Nachwirkung vulkanischer Thätigkeit Ausströmungen von trockener Kohlensäure (Mofetten) oder von Quellen, die Kohlensäure gelöst enthalten (Sauerquellen, Säuerlinge). In diesem Stadium befinden sich die Eifel, der Vogelsberg, die Rhön, Nordböhmen u. s. w.; es erhält sich außerordentlich lange; schließlich aber hat auch das ein Ende und damit erlischt das letzte lebendige Zeichen der frühern vulkanischen Thätigkeit.

Geographische Verbreitung der vulkanischen Thätigkeit. Alle Versuche, die geographische Verbreitung der vulkanischen Thätigkeit zu verfolgen, haben mit der Schwierigkeit zu kämpfen, dass im Zustand der Ruhe befindliche Vulkane von erloschenen oft nicht zu unterscheiden sind. Der Vesuv galt bis zum Jahre 79 n. Chr. als erloschen, ebenso der Epomeo auf Ischia bis 1302, der Gelungung bis 1822; und doch schlummerten alle drei nur und erwachten in den genannten Jahren wieder zu gewaltigen Eruptionen. Als absolut erloschen darf nur ein Vulkan angesehen werden, der sich in einem Gebiete findet, wo gar keine Vulkane mehr thätig sind; man sollte daher lieber von erloschenen Vulkangebieten und nicht von erloschenen Vulkanen sprechen. Erloschene Vulkangebiete sind z. B. die Auvergne und die Eifel. Dass es unter solchen Umständen unmöglich ist die Zahl der thätigen Vulkane anzugeben, liegt auf der Hand. Wenn daher C. Fuchs 325 heute noch — d. h. innerhalb der letzten drei Jahrhunderte — thätige Vulkane aufzählt und dazu 4—500, die noch in der historischen Zeit Ausbrüche gehabt haben oder deren Auswürfe doch so frisch sind, dass man auf erst vor kurzer Zeit stattgefundene Ausbrüche schließen muss, so ist das eine Näherungszahl, die sicher hinter der Wirklichkeit erheblich zurückbleibt.

Ein überaus charakteristischer, zuerst von Leopold von Buch erkannter Zug in der Verteilung der Vulkane ist ihre so häufige Anordnung in Reihen. Isolierte Vulkane sind viel seltener. Die reihenförmige Anordnung tritt besonders in der Umgebung des pacifischen Oceans hervor, wo wir nahezu drei Viertel der heute thätigen Vulkane finden. Eine ziemlich geradlinig angeordnete, allerdings mehrfach auf weite Strecken durch das Meer unterbrochene Reihe von Vulkanen zieht von Neuseeland über die Kermadec-Inseln nach Tonga und Samoa. Zusammenhängender ist die Vulkanreihe, die sich von den Loyalty-Inseln über die Neu-Hebriden, die Salamoninseln und den Bismarckarchipel bis zur Nordspitze von Neuguinea verfolgen läßt. Von hier nordwärts sind den ganzen Ostrand von Asien entlang die Vulkane so zahlreich gesäet, dass ihre Anordnung in bogenförmigen Linien auf den ersten Blick klar ist. Eine Reihe thätiger Vulkane zieht von Gilolo über die Philippinen nach Formosa. Weiter nach Norden folgen einander drei Bogen; der erste wird von den Vulkanen der Liu-Kiu-Inseln und von Kiu-siu gebildet, der zweite von den Vulkanen von Nipon und der Südspitze von Jeso, der dritte endlich von den übrigen Vulkanen auf Jeso, denen der

Kurilen und denen von Kamtschatka. Kamtschatka stellt uns überhaupt eines der gewaltigsten Vulkangebiete dar, erhebt sich doch die Kljutschewskaja Sopka*), ganz aus Auswürfen und Laven bestehend, direkt von der Küste bis zu rund 5000 *m* Höhe. Nach einer Unterbrechung leitet ein neuer Bogen, der der Aleuten, hinüber nach Alaska. Vom Eliasberg nach Süden treffen wir zunächst auf ein Gebiet, wo die vulkanische Thätigkeit, die noch am Schluss der Tertiärperiode sehr rege war, heute erloschen ist; im Kaskadengebirge fehlt es dagegen wieder nicht an thätigen Vulkanen. Auch auf der kalifornischen Halbinsel scheinen noch in diesem Jahrhundert Ausbrüche erfolgt zu sein. Die Vulkane Mexikos liegen auf einer Bruchzone, die den Südrand des mexikanischen Plateaus bildet und unter 18° N. Br. von Westen nach Osten streicht, sowie auf sekundären, senkrecht zum Hauptbruche gestellten und von diesem nach Norden streichenden Nebenspalten (Felix und Lenk). Weiter im Süden folgt, wieder reihenförmig angeordnet, die große Schaar der centralamerikanischen Vulkane; sie sind unansehnlich ihrer Größe nach, haben aber einige der gewaltigsten Ausbrüche gehabt, die wir kennen, so der Coseguina in Nicaragua, der nur 162 *m* hoch, also eigentlich nur ein Hügel ist.

Die südamerikanischen Vulkane sind dem mächtigen Kettengebirge der Anden aufgesetzt. Sie beginnen im Norden mit der Vulkanreihe von Ecuador; nach einer Lücke folgt die peruanische und wieder nach einer Lücke die chilenische Vulkanreihe, die wohl bis ins südliche Patagonien fortgeführt werden muss. Da auch die pacifischen Säume des antarktischen Landes mit Vulkanen besetzt sind, so ist thatsächlich das ganze Becken des stillen Oceans von einem Kranz von Vulkanen umgeben.

Verhältnismäßig arm ist dagegen das Innere des Beckens selbst. Allerdings haben wir hier im Centrum die Riesenvulkane der Sandwich-Inseln; ferner sind einige radiale, von den eben geschilderten peripherischen Hauptlinien abzweigende Linien mit Vulkanen besetzt, so eine Linie vom Fuji auf Japan gegen die Ladronen, die Linie von Neuseeland gegen die Samoa-Inseln u. A. Sonst aber treffen wir im Ocean nur einige erloschene Vulkangebiete, wie das der Gesellschaftsinseln und das der Markesas. Zwar nimmt G. Gerland für den Boden des Oceans eine regere vulkanische Thätigkeit an als für die Festländer. Er sucht das damit zu begründen, dass alle Koralleninseln der Südsee unterseeische Vulkanberge seien, die nur von Korallenbauten gekrönt werden. Allein ein strikter Nachweis für die vulkanische Natur des Sockels der Koralleninseln ist doch zur Zeit noch nicht erbracht, wenn auch durch die Untersuchungen von E. Rudolph fest steht, dass nicht selten auch am Meeresboden Eruptionen stattfinden.

Der indische Ocean ist zwar weit ärmer an Vulkanen als der pacifische, besitzt aber dafür in den Sundainseln das gewaltigste Vulkangebiet

*) Sopka = einzeln stehender Berg.

der Erde. Die Vulkane ordnen sich hier wieder in einen schön geschwungenen Bogen, der gleich westlich von Timorlaut beginnt und über die großen Sundainseln zu dem Nikobaren und Andamanen und nach Arakan führt. Auch Madagaskar hat mit seinen Nachbarinseln, den Komoren und Maskarenen, thätige Vulkane.

Spärlich sind vulkanische Erscheinungen im atlantischen Ocean; anders als im pacifischen knüpfen sie sich nicht an die Küsten, sondern treten mitten im Meer auf. Nur im Guineagolf treffen wir im Kamerungebirge ein erloschenes Vulkangebiet auf dem Festland. Über die gewaltige vulkanische Thätigkeit auf Island haben wir mehrfach gesprochen; auch das benachbarte Jan Mayen nimmt daran teil. Durch eine rege Thätigkeit, die sich oft auch in submarinen Ausbrüchen äußert, ist das Gebiet der Azoren ausgezeichnet, besonders aber das der Kanaren, wo auf Teneriffa, Palma und Lanzarote in historischer Zeit mehrfach Ausbrüche erfolgt sind. Auf den Kapverden findet sich dagegen nur noch ein einziger thätiger Vulkan. Die Vulkane von Ascension und Tristan da Cunba sind erloschen.

Weit lebhafter ist die vulkanische Thätigkeit in den dem atlantischen Ocean zugewandten Mittelmeeren. So hat das amerikanische Mittelmeer in den kleinen Antillen eine ausgezeichnete Vulkanreihe. Vor allem aber ist das mittelländische Meer reich an Vulkangebieten, die sich zwar nicht durch Großartigkeit der Erscheinungen auszeichnen, dafür aber überaus eingehend untersucht sind, wie besonders das Vulkangebiet bei Neapel mit dem Vesuv. Auch in den phlegräischen Feldern, westlich von Neapel, fanden in historischer Zeit eine Reihe von Ausbrüchen statt. Das Vesuvgebiet gehört einer Vulkanreihe an, deren nördliche Glieder (Albanergebirge, die Krater der Seeen von Bracciano und Bolseno) allerdings erloschen sind. Thätig ist weiter im Süden der Ätna und unter den Liparen der Stromboli und Vulcano. Endlich findet sich zwischen Sicilien und Pantellaria ein unterseeischer Vulkan, der 1831 für kurze Zeit durch Aufschüttung eine Insel bildete, die jedoch bald von den Wogen zerstört wurde. Rege vulkanische Thätigkeit treffen wir am Nordrand des ganz jugendlichen kesselförmigen Senkungsgebietes im östlichen Mittelmeer zwischen den Kykladen und Kreta. Am bekanntesten ist der Vulkan von Santorin, dessen Kraterränder die Inseln Thera und Therasia bilden. Im Centrum dieses Kraters fand 1866 eine Eruption statt, die zuerst die selbständige Insel Georgios schuf, welche später mit der schon existierenden Insel Nea Kameni verschmolz. Einen Ausbruch im 15. Jahrhundert soll auch der Vulkan Nisyros gehabt haben. Die Vulkane Kleinasiens sind dagegen erloschen.

Alle die geschilderten Vorkommnisse vulkanischer Thätigkeit sind an die Nachbarschaft des Meeres geknüpft. Da sie die erdrückende Mehrheit der Vulkane bilden, so war man eine Zeit lang geneigt, die Nähe des Meeres als eine wesentliche Bedingung vulkanischer Ausbrüche zu betrachten. Heute geht das nicht mehr, nachdem Vulkane auch fern



vom Meere in größerer Zahl nachgewiesen worden sind. Schon ein Teil der amerikanischen Vulkanreihen liegt ziemlich weit ab von der Küste. Im Großen Becken der Vereinigten Staaten finden sich Spuren sowohl von erst kürzlich erloschener als auch von noch fortdauernder vulkanischer Thätigkeit; davon zeugt nach Diller ein der historischen Neuzeit angehörender Aschenkegel unweit des Lassen's Peak. Die tertiären Vulkane Mitteleuropas, wie die heute stark abgetragenen Riesenvulkane des centralen Frankreich (Mont Dore, Cantal u. s. w.) oder Mitteldeutschlands (Vogelsberg, Rhön) dürfen wir an dieser Stelle nicht nennen, weil sie der Tertiärperiode angehören, wo die Grenzen der Meere etwas anders lagen als heute. Dagegen gehören hierher die noch in der Diluvialzeit thätigen Vulkane der Reihe der Puys beim Puy de Dôme in der Auvergne, ferner die Vulkane der Eifel, die freilich heute ebensowenig arbeiten wie die Puys. Thätige Vulkane fern vom Meer hat Armenien, wo der 5156 *m* hohe Ararat noch bis zum 15. Jahrhundert Ausbrüche hatte. Auch der Demavend (6500 *m*) im Elbursgebirge war wahrscheinlich noch in vorislamitischer Zeit thätig, während die großen Vulkane des Kaukasus erloschen sind. Am wichtigsten ist der von Stoliczka durch Auffinden eines großen frischen Kraters erbrachte Nachweis einer erst ganz kürzlich erloschenen vulkanischen Thätigkeit im Thienschan, also im Herzen des asiatischen Kontinents und fern von allen grösseren Wassermassen. Auch in der Mandschurei ist bei Mergen fern vom Meer von Krapotkin ein Vulkan gefunden worden, der wahrscheinlich noch 1720 einen Ausbruch gehabt hat.

In ausgezeichneter Weise wird die Unabhängigkeit der vulkanischen Erscheinungen vom Meer durch den langen Zug von Vulkanen dargethan, der zum Teil unfern des Meeres, zum Teil aber auch tief im Innern des Landes die Reihe ungeheurer Grabenverwerfungen begleitet, die nach Suess von Syrien über das Tote Meer und das Rote Meer bis zum Nyassa-See zieht. Bei Medina fand noch im 13. Jahrhundert ein Ausbruch statt; auch einige andere Vulkane am Roten Meer sind thätig. Thätig sind ferner die Vulkane der Höhnel-Inseln im Rudolf-See, der Virungo südlich vom Albert-Eduard-See, 1100 *km* von der Küste, und eine Reihe anderer im afrikanischen Graben zu Tage tretender Schlote. Daneben finden sich große erloschene Vulkane, so der Kenia und der Kilimandscharo.

So bestimmt das Vorkommen von Vulkanen mitten im Lande beweist, dass die Nähe großer Wassermassen in keiner Weise für das Zustandekommen von Eruptionen notwendig ist, so darf man doch die so überwiegende Anordnung der Vulkane an den Küsten auch nicht dem Zufall zuschreiben. Der Zusammenhang erklärt sich dadurch, dass sowohl die Verbreitung der Meere als auch die der Vulkane von der Anordnung der großen Bruchlinien der Erdkruste bedingt ist. Da die größten Brüche vielfach die Meere umkreisen, so sucht auch die vulkanische Thätigkeit ganz besonders die Küsten und Inseln auf. Aber sie erscheint auch

dort, wo gewaltige Brüche das Festland durchsetzen wie im afrikanischen Graben. Gerade hier zeigt sich in voller Klarheit, dass die Vulkane nicht an die Nähe des Meeres, sondern an das Vorhandensein von Strukturlinien geknüpft sind.

In dem eben Gesagten liegt schon, dass die Mehrzahl der Vulkane am Rande von Senkungsfeldern steht; ob die Brüche hier Längsbrüche oder Querbrüche, peripherische oder radiale Brüche sind, ist gleichgiltig. Doch auch dort, wo Brüche mitten im Gebirge erscheinen, zeigen sich Vulkane, z. B. in den Anden. Besonders häufig begleiten vulkanische Erscheinungen die eingebrochene Innenseite der grossen einseitigen Faltengebirge; so liegen die italienischen Vulkane auf der Innenseite der Appeninen, die japanischen auf der Innenseite des japanischen Gebirges u. s. f. Die Verteilung der Vulkane ist durch die Struktur der Kruste bestimmt.

Vorgänge im Innern der Vulkane. Es liegt auf der Hand, dass nur der Vorgang der Eruption der direkten Beobachtung zugänglich ist. Alle Magmabewegungen, die sich heute in der Tiefe vollziehen, lassen sich nicht unmittelbar erkennen; erst nachdem die vulkanische Thätigkeit erloschen, die Gesamtheit der hangenden Gesteinsmassen abgetragen und das in der Tiefe erstarrte Magma bloßgelegt ist, können wir an den nunmehr fossil gewordenen Herd herangelangen und aus den Verhältnissen, die wir dort finden, Rückschlüsse auf die Vorgänge ziehen, die sich einst abspielten. Die Abtragung mächtiger Gesteinsmassen braucht aber immer lange Zeiträume. So kommt es, dass unser Wissen von den Vorgängen in der Tiefe unter einem Vulkan überaus dürftig ist und sich hauptsächlich auf Magmabewegungen vergangener geologischer Perioden bezieht.

Jede an der Erdoberfläche stattfindende Eruption von Lava oder Auswürfen setzt die Existenz eines vulkanischen Herdes in der Tiefe voraus, der durch einen Schlot mit der Erdoberfläche verbunden ist. Der obere, nur in geringer Tiefe unter der Erdoberfläche befindliche Teil dieses Schlots stellt den Lavaraum dar, aus dem unmittelbar die Eruptionen erfolgen. Solche Lavaräume sind bei einigen erloschenen und halb abgetragenen Vulkanen deutlich zu erkennen. Auf den innern Hebriden finden sich nach A. Geikie und Judd als fossil gewordene Lavaräume von vier tertiären Vulkanen mächtige Granitstöcke, von denen Intrusivlager und Gänge in die Nachbargesteine ausgehen. Zu diesem Granit als Tiefengestein gehören saure Ergussgesteine und Tuffe in der unmittelbaren Nachbarschaft. Ferner treten inmitten derselben alten Vulkane jüngere mächtige Gänge von Gabbro auf, denen in der Nachbarschaft wieder basaltische Ergussgesteine entsprechen (Fig. 60).*) Wir

*) Aehnliche von verschiedenen Tiefengesteinen gebildete Lavaräume mit den zugehörigen Ergussgesteinen schildert C. W. Brögger aus dem Kristianiagebiet. Alle Eruptionen sollen hier aus einem gemeinsamen engumgrenzten Magmabassin stammen, aus dem durch Einsinken der hangenden Krustenteile zuerst basische, dann saure und zuletzt in geringeren Quantitäten wieder basische Magmamassen ausgequetscht wurden.

können, wie besonders Suess betont hat, an solchen Vorkommnissen, die uns einen horizontalen Querschnitt durch einen Vulkan an seiner Basis darstellen, ausgezeichnet erkennen, in welcher Stellung wir das Magma unter den heutigen großen Vulkanen erwarten müssen: von einem Hauptgang strahlen nach allen Richtungen Gänge aus. Die Mehrzahl derselben dürfte einst zu einem Eruptionspunkt geführt haben: jedenfalls aber ließen nie alle gleichzeitig Lava ausfließen, sondern immer nur einer oder doch nur wenige zur Zeit, wie das auch heute für die Seiteneruptionen der Vulkane gilt. Durch diesen von Eruption zu Eruption stattfindenden Wechsel des Eruptionspunktes erhält der ganze Vulkan gleichsam ein festes Gerippe von Gängen. Einfacher liegen die Verhältnisse unter Vulkanen, die nur einen Ausbruch gehabt haben; hier ist meist nur ein einziger Schlot zu beobachten, wie z. B. bei den Vulkanen der Umgebung von Urach in Schwaben. Den eigentlichen vulkanischen Herd haben wir im Lavaraum noch nicht vor uns, er liegt in viel größerer Tiefe. Wahrscheinlich sind manche ausgedehnte Granitmassen als die erstarrten und durch Abtragung bloßgelegten Lavaräume uralter Vulkane zu deuten.

Fig. 60.

A B a b c d e f

Horizontalschnitt und Vertikalschnitt durch den abgetragenen alten Vulkan auf Mull (nach Judd.)

Oben die geologische Karte, unten Vertikalschnitt entlang der Linie *A B*. Die ursprüngliche Profillinie des Vulkans ist punktirt.

a Sedimentgesteine im Liegenden des Vulkans.
b Intrusivmassen von sauren Tiefengesteinen.
c Zu *b* gehörende saure Laven.
d Intrusivmassen von Gabbro und Dolerit.
e Zu *d* gehörende basische Laven.
f Vulkanische Tuffe.

Eine Frage drängt sich uns auf: wie entstanden die Intrusionen von Magma, die wir den Schlot oder Lavaraum und die zahllosen Gänge und Stiele erfüllen sehen? Noch vor Kurzem herrschte die Anschauung, dass die großen Eruptionskanäle, die die Vulkane speisen, alle ohne Ausnahme im Gebirgsbau vorgezeichnet gewesen seien und das Magma præexistierende

Spalten zum Aufsteigen benutzt habe. In der That steht es fest, dass sehr viele Vulkane an tektonische Bruchlinien geknüpft sind. Allein die Forschungen der letzten Jahre haben uns doch gelehrt, dass das keineswegs immer der Fall ist und dass zuweilen die Anlage der Eruptionskanäle vollkommen unabhängig vom Gebirgsbau erfolgt ist. So hat A. Geikie für eine Reihe alter Vulkane der britischen Inseln gezeigt, dass ihre Schlote nicht an Verwerfungen geknüpft sind. Analoges beobachtete Dutton am Mt. Taylor und die gleiche Unabhängigkeit stellte 1895 Branco für die 125 von ihm untersuchten embryonalen d. h. über die Schlotbildung nicht hinausgekommenen Vulkane Schwabens fest. Schlote von 600—800 *m* Tiefe setzen hier inmitten von Gesteinen auf, die frei von Verwerfungen sind. Die mächtigen Gesteinstafeln sind durchbohrt, ohne zerbrochen zu sein. Unter solchen Umständen kann man sich heute nicht mehr der Ansicht verschließen, dass vulkanische Eruptionen sich selbstthätig ihren Weg bahnen können. Wenn so überaus häufig Schlote an Bruchlinien geknüpft sind, so dürfen wir darin nur eine Folge des Umstandes erblicken, dass das Gefüge der Erdkruste hier zerrüttet und daher der Widerstand, den die Lava bei ihrem Vordringen fand, kleiner war als im unverletzten Gestein der Nachbarschaft. Die Bahnung des Weges geschah aber wohl meist auch hier durch die Eruption selbst.

Die Bildung der Schlote und Spalten ist auf zweierlei Weise möglich. In vielen Fällen spielen Explosionen dabei eine große Rolle. Dass Gase, die unter hohem Druck ausströmen, eine Durchschlagskraft besitzen und in Folge dessen Explosionen direkt das Gestein in der Richtung des geringsten Widerstandes, also bei unterirdischen Explosionen meist nach oben hin, durchbohren können, hat Daubrée experimentell nachgewiesen; die so geschaffenen Kanäle lassen sich mit Schusskanälen vergleichen. Eine solche Entstehung muss heute für eine Reihe von Schloten angenommen werden. Auf Explosionen führt Branco die Vulkanschlote bei Urach in Schwaben zurück, die größtenteils mit Tuff erfüllt sind. Als ein Bersten in Folge mächtiger Explosionen muss man jedenfalls auch die Öffnung der Radialspalten an den Vulkanen erklären, die zu Seiteneruptionen Veranlassung gaben. In allen diesen Fällen betrat das Magma erst nachträglich die durch die Explosion gebildeten Kanäle. Aber bei manchen Intrusionen ist doch eine solche Deutung ausgeschlossen. Sie sprechen vielmehr dafür, dass das Magma in vorhandene, aber geschlossene Fugen von unten hineingepresst wurde und so beim Aufsteigen wie ein Keil die Wandungen auseinandertrieb. Auf diese Weise entstanden nach Gilbert die Lakkolithe in den Henry Mountains. Die Gewalt, mit der das Magma hier von einem vertikal aufsetzenden Gang aus in die Schichtfugen gepresst wurde, war so groß, dass die gesamten, mehrere Tausend Meter mächtigen hangenden Schichten über der Intrusion beulenförmig aufgetrieben wurden. Auch viele Gänge, besonders solche, die einen verwickelten Verlauf haben, bald einer Schichtfuge folgen, dann in einer vertikalen Fuge sich aufwärts wenden, um sich bei der nächsten

Gelegenheit wieder an eine Schichtfuge zu knüpfen, weisen eher auf ein langsames Einpressen der Lava in Fugen hin. Jedenfalls lehren diese mächtigen Intrusionen, dass die Lava, abgesehen von den plötzlichen Stößen, die sie bei den Explosionen erhält, unter einem gewaltigen Druck steht, der ihr eine gewisse Aktivität verleiht. Sie wird unter Umständen «in die Erdkruste injiciert, sowie man eine Injektionsmasse in ein anatomisches Präparat injiciert» (Suess). Im gleichen Sinn zeugen auch die vorübergehenden und dauernden Hebungen, die dazwischen in vulkanischen Gebieten unmittelbar vor einer Eruption beobachtet worden sind und die sich wohl auf ein Andrängen der nach Ausgängen suchenden Lava von unten zurückführen. So wurde 1890 die Küste von Pantellaria auf 10 *km* Länge gehoben; die Hebung wiederholte sich 1891 kurz vor Beginn der großen Eruption vom 17. Oktober, so dass sie insgesamt 6—8 *m* betrug.*)

Das aufwärts dringende Magma reißt nicht selten von den Wandungen der Schlote, die es passiert, Gesteinsbrocken ab, die dann als Fremdlinge inmitten der Auswürfe oder auch eingebacken in der Lava erscheinen. Am Puy Chopine ist eine große gewaltige Granittafel aus der Tiefe gefördert worden; sie liegt zwischen Lava, wie das Fleisch in einem Sandwich. Ähnliches schildert Abich vom Palandokän in Armenien.

Eine Frage von großem theoretischem Interesse ist die nach dem Zusammenhang der Herde benachbarter Vulkane in der Tiefe. Ein solcher Zusammenhang scheint zuweilen zu bestehen, zuweilen zu fehlen. Auf einen Zusammenhang weist die große Einheitlichkeit der Eruptionsprodukte hin, die sich bei den Vulkanen einiger größerer Vulkangebiete findet, wie bei den Vulkanen der Anden und denjenigen auf Java. Auch ein gewisser Antagonismus in der Thätigkeit benachbarter Vulkane, der vorkommt, lässt sich nicht wohl anders als durch einen Zusammenhang in der Tiefe erklären. So wechselten die Vulkane Kljutschewskaja Sopka und Schiweljutsch auf Kamtschatka mit einander ab: während der eine einen Ausbruch hatte, ruhte der andere. In anderen Fällen aber vermissen wir jedes Zeichen eines Zusammenhangs: die gleichzeitig geförderten Eruptionsprodukte selbst nahbenachbarter Vulkane sind verschieden und die Eruptionen vollziehen sich völlig unabhängig von einander. Ob man aus letzterm ohne weiteres auf das Fehlen eines Zusammenhanges der Herde oder nur auf eine zeitweise Verstopfung des einen Schlotes schließen darf, ist allerdings fraglich.

Theorie der Magmabewegungen. Dunkel ist die Frage nach der Herkunft des Magma. Die Antwort hängt ganz davon ab, welche Annahme über den Zustand des Erdinnern gemacht wird. Humboldt erblickte in den Laven nichts anderes als den Ausfluß des glühendflüssigen Erdinnern. Auch heute hat diese Anschauung, wenn auch mit

*) Ein anderes Beispiel vulkanischer Hebung bietet der Serapistempel bei Pozzuoli (vgl. unten).

gewissen Modifikationen, Anhänger. Als man dann der Hypothese eines starren Erdinnern zuneigte, versuchte R. Mallet die Bildung des Magmas als eine Folge gewaltiger Zermalmungen durch den Schrumpfungsprozess der Erde zu deuten; es sollten dabei Magmanester in der Erdkruste entstehen. Auch Günther, der ein gasförmiges Erdinnere annimmt, verlegt die Lavaherde in die Erdkruste. In anderer Weise bringen Reyer und O. Fisher die Existenz des Magmas mit der Annahme eines starren Erdinnern in Einklang. Die Gesteine der Tiefe, so führen sie aus, stehen unter einem ungeheuren Druck, der ihren Schmelzpunkt bedeutend erhöht. Wo nun in der Erdkruste eine Spalte aufreißt, da findet in der Tiefe plötzlich eine Druckentlastung, dadurch eine Erniedrigung des Schmelzpunktes und ein Schmelzen des Gesteins statt, das als Magma austritt.

Viel gestritten wird auch über die Herkunft des Wasserdampfes, der bei der Mehrzahl der Eruptionen eine so große Rolle spielt. Während die einen ihn ausschließlich von den eindringenden Tagwässern herleiten wollen, nehmen die andern auch einen ursprünglichen Gehalt des Magmas an Dampf an. Letztere Anschauung hat jedenfalls heute die größere Berechtigung.

Auch über die Kräfte, die die Lava aus dem Schoß der Erde bis zur Oberfläche heben, ist man nicht einig. Allgemein anerkannt ist heute allerdings, dass der Wasserdampf oft eine große Rolle dabei spielt. Die Wasserdampfexplosionen geben die Projektionskraft ab, auf die sich immer das Ausschleudern der Auswürfe zurückführt. Die Explosionen entstehen wahrscheinlich in manchen Fällen durch den Zutritt von oberirdischem Wasser zum Lavaraum, was durch Aufreißen einer Spalte ermöglicht wird. Das dürfte der Vorgang bei der Eruption des Krakatau, bei der Tarawera-Eruption und ebenso bei der Explosion des Bandai-San gewesen sein. Zur Bildung von Explosionen muß es aber auch kommen, wenn Lava, die in der Tiefe unter hohem Druck mit Dämpfen beladen war, plötzlich unter geringern Druck kommt, etwa dadurch, dass eine Spalte sich öffnet. In diesem Falle findet, vergleichbar einem Aufkochen, ein plötzliches Entweichen der absorbierten Gase statt, die die Lava zerstäubt mit sich reißen. Dana hat den Prozess treffend mit dem Aufschäumen und Hervorspritzen des Champagners beim Öffnen der Flasche verglichen. Allein so groß die Rolle des Wasserdampfes auch bei den explosionsreichen Eruptionen ist, so tritt sie doch bei den reinen Lavaeruptionen gänzlich zurück. Hier muss also die Ursache der Hebung der Lava zur Erdoberfläche anderswo liegen. Dies aber zeigt, dass es überhaupt wohl nicht angeht, die Hebung der Lava ganz allein der Spannkraft des Wasserdampfes auf Rechnung zu setzen; schon die bei der Hebung geleistete Arbeit ist dazu zu groß. Daher nimmt Dana außer der plötzlich und intermittierend wirkenden Projektionskraft der Explosionen noch eine davon unabhängige, langsam hebende Kraft an. Prestwich möchte diese hebende Kraft aus der Kontraktion der Erdrinde herleiten, die das

Magma gleichsam ausquetscht. In der That spricht die so überaus häufige Lage der Vulkane inmitten oder doch an den Rändern von Senkungsfeldern sichtlich für ein solches Ausquetschen.

Erdbeben.

Der Mensch ist gewohnt den Boden, auf dem er lebt, als fest und unbeweglich zu betrachten; Entsetzen ergreift ihn, wenn sich einmal diese Festigkeit als trügerisch erweist: es giebt kein Ereignis, das mehr das Gefühl der vollkommenen Machtlosigkeit gegenüber dem Walten der Naturkräfte erregt als ein Erdbeben. Erdbeben sind Äußerungen von ruckweisen Krustenbewegungen.*) Außer ihnen treffen wir aber Krustenbewegungen an, die sich im wesentlichen stetig und sehr langsam vollziehen. Ein Gegensatz besteht zwischen beiden nicht; nur ihre äußere Erscheinungsform ist verschieden. Beim Erdbeben spüren wir den Ruck, der bei der Lagenänderung der Teile der Erdkruste entsteht; die Lagenänderung selbst können wir in der Regel nicht erkennen. Bei den stetigen Krustenbewegungen beobachten wir dagegen innerhalb längerer Zeiträume den Effekt der Bewegung, spüren aber diese selbst nicht unmittelbar. Allein häufig kombinieren sich stetige und ruckweise Bewegungen und Erdbeben begleiten Faltungen, Hebungen und Senkungen.

Die ausgedehnten Beobachtungsnetze, die heute in manchen Kulturländern funktionieren, haben uns zahllose Erschütterungen des Erdbodens kennen gelehrt. In sehr vielen Fällen sind die Bewegungen allerdings so klein, dass sie nur mit sehr feinen Instrumenten wahrgenommen werden können; das sind die mikroseismischen Bewegungen. Ihnen stellt man die makroseismischen, d. h. ohne feine Instrumente wahrnehmbaren Bewegungen gegenüber, zu denen die eigentlichen Erdbeben gehören.

Mikroseismische Bewegungen. Die mikroseismischen Bewegungen, deren Studium vor allem in Italien und Japan gefördert wird, bestehen in feinen Erzitterungen des Bodens. Die Ursache dieser Erzitterungen kann sehr verschieden sein; alle Stöße, die die Erdkruste von außen empfängt, können ein Erzittern des Bodens bewirken, so Stöße des Windes, so an der Küste die Stöße der Brandung. Eine gleiche Wirkung übt ein Wasserfall, ein raschfließender Fluß, eine Lawine, das Fahren großer Lasten, die Ansammlung vieler Menschen in Bewegung u. s. w. Diese Erzitterungen dauern, wenn auch stark abgeschwächt, nicht selten noch eine Zeit lang fort, nachdem die erzeugende Ursache geschwunden ist. So konnte z. B. auf der Sternwarte in Greenwich in einer Nacht, die auf einen Tag der Volksbelustigungen folgte, wegen des Zitterns des Bodens nicht beobachtet werden. Auch geringfügige Deformationen, wie sie die Erdkruste unter dem Einfluß stetig wirkender Kräfte erfährt,

*) Als zusammenfassendes Werk über Erdbeben sei genannt: R. Hoernes: Erdbebenkunde. Leipzig 1893.



bewirken aller Wahrscheinlichkeit nach Erzitterungen, so die Gezeiten der Erdrinde, die v. Rebeur-Paschwitz nachgewiesen hat, so die abwechselnde Erwärmung und Abkühlung der obersten Erdschicht unter dem Einfluß des Wechsels von Tag und Nacht, so auch die Luftdruckschwankungen (S. Günther). Endlich führt sich ein dritter Teil der Erzitterungen auf die gleichen Ursachen zurück wie die echten Erdbeben; sie sind also nur außerordentlich schwache Erdbeben. Welcher dieser Gruppen von Ursachen die größere Bedeutung zugeschrieben werden muss, ist zur Zeit noch nicht festgestellt.

Häufigkeit der Erdbeben. Unter den makroseismischen Bewegungen spielen die Erdbeben die bei weitem wichtigste Rolle. Doch ist nicht jede makroseismische Bewegung ein Erdbeben; man hat sich vielmehr gewöhnt, Erschütterungen des Bodens, wie sie beim Fallen großer Körper, z. B. von Bergstürzen, oder bei Explosionen größerer Massen Sprengstoff und ähnlichem entstehen, nicht als Erdbeben zu bezeichnen und diesen Namen ausschließlich auf die makroseismischen Erschütterungen des Bodens zu beschränken, deren Ursache nicht außerhalb, sondern innerhalb der Erdkruste zu suchen ist. Auf sie allein wollen wir unsere Betrachtungen beschränken.

Die gesamte Zahl der Erdbeben ist überaus groß, sogar in Gegenden, die wie die Schweiz keineswegs als sehr unruhig gelten dürfen. Darüber haben uns die allerdings noch wenig zahlreichen Beobachtungsnetze, die existieren, vollkommen aufgeklärt. In der Schweiz sind von 1880—1893 im Ganzen 633 einzelne Erdstöße beobachtet worden, die sich auf 97 verschiedene Erdbeben verteilen; das macht jährlich 45 Stöße in 7 ausgedehnten Beben. Weit größer ist die Zahl der Beben in Italien und noch viel größer in Japan; sie betrug hier von 1885—1889 599, also 120 im Jahre (Beben, nicht Einzelstöße!)*) Würden uns aus allen Teilen der Erde so sorgfältige Beobachtungen vorliegen, wie aus diesen drei Ländern, so würde sich zweifelsohne die Thatsache ergeben, dass kein Augenblick vergeht, ohne dass die Erdoberfläche irgendwo bebt. Wie häufig Beben in manchen Gegenden sind, deutet z. B. der Name «Cuscutlan», d. i. Hängematte, an, den das Thal von San Salvador in Centralamerika bei den Umwohnern führt.

Selten zeigt sich bei einem Erdbeben nur ein einziger Stoß, wie beim furchtbaren Erdbeben von Lissabon 1755; meist folgen in kürzeren oder längeren Intervallen mehrere Stöße einander. Beim Beben von Charleston am 31. August 1886 wurden zwei Hauptstöße empfunden, die zusammen 50 Sekunden dauerten; 8 Sekunden später trat vollkommene Ruhe ein. Beim Beben von Phokis schätzt dagegen Julius Schmidt die Zahl der schweren Einzelbeben vom 1. August 1870 bis zum 1. August 1873 auf etwa 300 und die Zahl der nicht besonders beachteten Erdstöße

*) Direkt vergleichbar sind die Zahlen für die Schweiz und für Japan allerdings nicht, weil die Schweiz sehr viel kleiner ist.



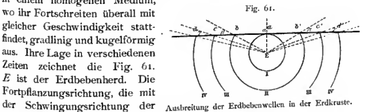
auf 50 000. Dazu kommen noch Millionen feiner und feinster Vibrationen; die ersten drei Monate kam die Erde überhaupt nicht zur Ruhe. Solche zusammenhängende Reihen von Erdbeben, die eine Gegend heimsuchen, bezeichnet man als Erdbebenschwärme und stellt ihnen die Einzelbeben gegenüber. Erdbebenschwärme sind oft beobachtet worden, wenn auch glücklicher Weise nicht alle die gleiche Dauer und Intensität hatten wie der Erdbebenschwarm von Phokis.

Als Begleiter der Erschütterungen treten scheinbar aus der Tiefe kommende Geräusche auf.*) Man hört bald ein Knallen und Knattern, bald ein Donnern oder auch einen Lärm, wie er beim Rollen eines großen Lastwagens entsteht, und zwar vor, nach oder auch gleichzeitig mit der Erschütterung. Dabei steht die Stärke des Geräusches keineswegs mit der Stärke der Beben in Beziehung. Es werden sogar, wenn auch ganz vereinzelt, Erdbebengeräusche ohne direkt wahrnehmbare Erdbeben beobachtet. Bekannt ist das durch Humboldt beschriebene «Gebrüll» (Bramidas), das 1784 über einen Monat in Guanaxuato anhielt und wie unterirdischer Donner mit kurzen Schlägen klang.

Succussorische und undulatorische Bewegungen. Die unmittelbare sinnliche Wahrnehmung lehrte in häufig von Beben betroffenen Gebieten schon früh zwei Arten von Bewegungen kennen: bald wurde das Beben als Stoß, als succussorische Bewegung des Bodens empfunden, bald als ein wellenförmiges Schaukeln und Schwanken, als undulatorische Bewegung. Beide Arten von Bewegungen stehen in einem ursächlichen Zusammenhang mit einander. Um diesen zu verstehen, müssen wir die Entstehung der Stöße und ihre Fortbewegung genauer betrachten.

Jedes Erdbeben wird durch einen Stoß verursacht, der in der Erdkruste in größerer oder geringerer Tiefe erfolgt und sich bis zur Erdoberfläche überträgt. Die Stelle des primären Stoßes wird das Erdbebencentrum oder besser, da es keineswegs immer ein Punkt, sondern sogar meist eine Linie oder eine Fläche ist, der Erdbebenherd genannt. Die Übertragung durch die umgebenden Gesteinsmassen geschieht nach den Gesetzen der Fortpflanzung des Stoßes in elastischen Medien. Vom Erdbebenherd aus läuft nach allen Richtungen eine longitudinale Welle, die unmittelbare Folge des primären Stoßes, aus; sie breitet sich dabei in einem homogenen Medium, wo ihr Fortschreiten überall mit gleicher Geschwindigkeit stattfindet, gradlinig und kugelförmig aus. Ihre Lage in verschiedenen Zeiten zeichnet die Fig. 61. *E* ist der Erdbebenherd. Die Fortpflanzungsrichtung, die mit der Schwingungsrichtung der

Fig. 61.



Ausbreitung der Erdbebenwellen in der Erdkruste.

*) Die Geräusche gehören selbstverständlich ganz der Atmosphäre an.

Teilchen zusammenfällt, entspricht dem Radius des Kreises. In der Stellung I erreicht die Welle gerade den nächsten, genau über dem Erdbebenherd *E* gelegene Punkt an der Oberfläche, das sogenannte Epicentrum. Später erst gelangt sie an die Punkte *b* und *b'* (Stellung II), noch später nach *c* und *c'* u. s. w. Dabei ändert sich der Winkel, unter dem der Stoß die Erdoberfläche trifft, der Emergenzwinkel. Nur im Epicentrum ist der Stoß vertikal von unten nach oben gerichtet. Je mehr sich die Welle vom Epicentrum entfernt, desto schräger trifft der Stoß die Erdoberfläche. Schließlich wird der Winkel so klein, dass die vertikale Komponente gleich null wird und nur noch eine horizontale Komponente bleibt.

So lange die Welle im Boden verläuft, tritt sie als Elasticitätswelle auf. Das ändert sich in dem Moment, wo sie die Erdoberfläche erreicht. Wie ein auf eine Reihe von Billardkugeln geführter Stoß alle Kugeln in Ruhe lässt und nur die äußerste, deren Bewegung nicht durch eine fernere Kugel gehemmt ist, abschleudert, so wirft der von unten heraufdringende Stoß beim Erreichen der allerobersten zu Tage liegenden Krustenschicht diese in die Richtung seines Fortschreitens in die Höhe. Die Erdoberfläche baucht sich über dem Erdbebencentrum nach oben aus, um gleich darauf unter ihre Ruhelage herabzusinken und rasch auszuschwingen. Die Bewegung überträgt sich auf die umliegenden Oberflächenteile und es resultiert ein System vom Epicentrum nach allen Richtungen horizontal fortschreitender Transversalwellen, vergleichbar den durch einen Schlag im Wasser erzeugten Wellen. Ein solches System transversaler Wellen entsteht nun aber nicht nur dort, wo die longitudinale Welle zuerst die Erdoberfläche erreicht, sondern ebenso an jedem andern Punkt, also etwas später bei *b* und *b'*, noch etwas später bei *c* und *c'*, kurz überall, wo der Stoß noch ein Ausweichen der Erdoberfläche nach oben bewirkt. Alle diese Wellen interferieren mit einander und das Resultat ist für einen Punkt eine außerordentlich komplizierte Bewegung, für das ganze betroffene Gebiet aber ein unregelmäßiges wellenförmiges Schwanken. Diese transversale Wellenbewegung, die also nur der unmittelbaren Oberfläche der Erde eigen ist, pflanzt sich oberflächlich bis in große Entfernung vom Epicentrum fort; es scheint, dass dabei durch Interferenz mehrfach stehende Wellen zustande kommen. Noch weiter geht im Erdboden drinnen die longitudinale Welle.*)

Aus dem Gesagten geht hervor, wie bei einem Erdbeben die succussorischen und die undulatorischen Bewegungen entstehen. Klar ist aber auch, dass zwischen beiden Arten von Bewegungen keine scharfe Scheidung durchgeführt werden kann, wie man das früher wollte. Dasselbe Beben kann in einer Gegend als succussorisches Beben, in einer

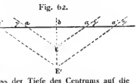
*) In dieser Darstellung ist der Einfachheit wegen ein homogenes Medium angenommen. Das entspricht der Wirklichkeit nicht ganz, da die Elasticität der Erdschichten mit wachsender Tiefe zunimmt; es treten daher Brechungserscheinungen auf und die Fortpflanzung der Wellen erfolgt, wie A. Schmidt ausgeführt hat, in nach oben konkav gekrümmten Bahnen. Qualitativ ändert das jedoch die obige Darstellung nicht.



andern als undulatorisches empfunden werden; ja, an derselben Stelle können undulatorische und succussorische Bewegungen gleichzeitig zur Beobachtung gelangen. Im allgemeinen zeigt sich allerdings, genau der Theorie entsprechend, dass die succussorische Bewegung auf die Umgebung des Epicentrums beschränkt ist; sie wiegt hier nicht selten über die undulatorische vor, während letztere in größerer Entfernung ganz allein beobachtet wird. Doch muss man sich, wie Wähner dargethan hat, hüten, jeden von unten nach oben erfolgenden Stoß als Ausläufer des primären Stoßes zu betrachten, da stehende Wellen gleichfalls den an der Erdoberfläche befindlichen Gegenständen vertikale Stöße zu erteilen vermögen.

Die Größe des Gebiets, wo das Beben als succussorisches empfunden wird, hängt von der Tiefe des Erdbebenherdes unter der Erdoberfläche ab. Bei sehr geringer Tiefe wird schon in kleiner Entfernung vom Epicentrum der Emergenzwinkel verschwindend klein, bei großer Tiefe dagegen bleibt er noch in erheblicher Entfernung merklich groß. Figur 62 ist geeignet, das zu zeigen. Sie stellt den Durchmesser des Gebietes dar, wo der Emergenzwinkel des Stoßes größer als γ ist und zwar ist a a der Durchmesser bei einer Lage des Erdbebenherds in E, a' a' bei einer solchen in E'. Naturgemäß ist, gleich große primäre Stöße vorausgesetzt, die succussorische Bewegung an der Erdoberfläche beim Beben von E' viel kleiner als beim Beben von E, weil mit zunehmender Entfernung vom Erdbebenherd die Amplitude der Welle abnimmt.

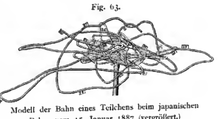
Fig. 62.



Einfluss der Tiefe des Centrums auf die Größe des Schüttergebiets.

Unter dem Einfluss der verschiedenen sich kreuzenden transversalen Wellen gestaltet sich die Bewegung eines Teilchens der Erdoberfläche sehr kompliziert, besonders wenn in ganz kurzer Zeit mehrere Stöße einander folgen. Mit Hilfe von äußerst feinen Instrumenten (Seismographen), die alle drei Komponenten der Bewegung selbstthätig aufzeichnen, ist es in Japan gelungen, diese Bewegung sehr genau zu verfolgen. Sekiya hat darnach drei Modelle angefertigt, in denen durch Kupferdraht die Bahn eines Teilchens während einer 72 Sekunden dauernden Erschütterung beim Beben vom 15. Januar 1887 vergrößert dargestellt ist. Figur 63 giebt eine Ansicht des zweiten Modells für die Zeit von der 21sten bis zur 40sten Sekunde nach Beginn des Bebens. Die unmittelbare,

Fig. 63.



Modell der Bahn eines Teilchens beim japanischen Beben vom 15. Januar 1887 (vergrößert.) (Nach Sekiya.)



sinnliche Wahrnehmung lässt natürlich solche Einzelheiten der Bewegungen nicht zum Bewusstsein kommen. Doch erkennt man die succussorischen und die undulatorischen Hauptbewegungen in der Regel an den Wirkungen, die sie hervorbringen. Für succussorische Bewegungen bieten besonders starke Erdbeben schöne Beispiele. Bei dem calabrischen Beben vom Jahre 1783 wurden durch die überaus heftigen succussorischen Stöße Häuser samt ihren Fundamenten wie durch Minen in die Höhe geschleudert und Pflastersteine flogen wie Geschosse durch die Luft. 1797 wurden in Riobamba Leichen aus ihren Gräbern geworfen, 1672 auf Jamaika Menschen vollkommen senkrecht in die Luft geschnellt. Auch für starke undulatorische Bewegungen liegen zahlreiche Beispiele vor. So neigten sich in Calabrien 1783 die Bäume so stark, dass die Aeste am Boden anschlugen; an langen Baumreihen ließ sich das Fortschreiten der Welle von weitem beobachten. 1811 schwankten in Missouri die Wälder wie Kornfelder im Sturm. Freilich, so gewaltige Erscheinungen sind glücklicher Weise nur selten; aber auch bei schwächern Beben schwanken nicht selten unter dem Einfluss der Wellenbewegung hochragende Gebäude sehr merklich hin und her.

Intensität und Ausbreitung der Beben. Die Zerstörungen, die ein Erdbeben anzurichten vermag, sind ungeheuer; ganze Städte sind dadurch vernichtet und weite Landstriche verwüstet und entvölkert worden. In Italien wurden in dem verhältnismäßig erdbebenarmen Jahr 1870 durch Erdbeben 2225 Häuser zerstört und dabei 223 Menschen verletzt und 98 getötet. In Südamerika kamen 1868 etwa 70 000 Menschen durch Erderschütterungen um. Das japanische Beben vom 28. Oktober 1891 von Mino-Owari kostete 7279 Menschen das Leben, 17393 wurden verwundet; 197530 allerdings sehr leicht gebaute Häuser wurden ganz zerstört, 78296 stark beschädigt. Der Schaden wurde auf 90 Millionen Mark geschätzt. Und alles das spielte sich in wenigen Sekunden ab!

Die Größe der Zerstörungen richtet sich naturgemäß nach der Stärke des Bebens. Gleichwohl stehen oft dem Anschein nach die Wirkungen in ihrer Größe kaum im Verhältnis zur Kleinheit der Bewegungen der Erdkruste. So versetzte das früher erwähnte japanische Beben vom 15. Januar 1887 (vgl. Fig. 63) die Bevölkerung in großen Schrecken und richtete auch Zerstörungen an, und doch betrug die größte seitliche Verschiebung, die vorkam, nur 7·2 *mm*, die größte vertikale nur 1·3 *mm*. So ist nicht selten ein sehr merkliches Schwanken der Kirchen, ein Fortschleudern von Schornsteinen um viele Meter durch geringe Bewegungen des Bodens verursacht. Die Erklärung dafür liegt auf der Hand: so weit sich die Erscheinungen auf Stöße von unten zurückführen, ist es wie beim Bogen, dessen Sehne, um wenige Centimeter aus ihrer Ruhelage bewegt, doch den Pfeil viele Meter hoch emporschleudert. Für die Größe des seitlichen Schwankens hochragender Gegenstände bei undulatorischen Bewegungen muss dagegen berücksichtigt werden, dass schon eine ganz

geringe Schiefstellung des Bodens eine erhebliche Abweichung z. B. der Spitze einer Kirche von ihrer Lage mit sich bringt.

Nicht immer ist es leicht zu entscheiden, ob die Zerstörungen sich auf Stöße oder auf eine transversale Wellenbewegung zurückführen. Früher schrieb man speciell die Risse in den Mauern der Gebäude, das Umwerfen von Türmen u. s. w. hauptsächlich Stößen zu; ja man hat, wie wir weiter unten sehen werden, sogar aus der Richtung der Risse auf die Richtung der Stöße geschlossen. Neue Beobachtungen haben die Berechtigung hierfür wenigstens für viele Beben in Frage gestellt. Ein Blick auf Figur 63 zeigt so verworrene Bewegungen, dass wir die Zerstörungen, wenigstens sehr oft, auch im Gebiet, wo das Beben vorwiegend als succussorisches empfunden wird, uns durch ein Hin- und Herrütteln des Bodens nach allen Richtungen der Windrose, sowie hinauf und hinunter entstanden denken müssen. Das scheint besonders für alle Beben zu gelten, deren Herd nicht punktförmig ist. In diesem Fall kreuzen sich die von jedem einzelnen Punkt des Erdbebenherdes ausgehenden longitudinalen Wellen in allen möglichen Weisen, desgleichen die an der Oberfläche entstehenden transversalen Wellen und die Bewegung der einzelnen Teilchen wird besonders verworren.

Die Gesamtheit der Zerstörungen an Gebäuden lässt sich in drei Gruppen teilen:

1. Abwerfen von nicht fest mit dem Erdboden verbundenen Gegenständen durch den Stoß nach Art der abgeschleuderten Billardkugel. Die Gegenstände fallen dabei in der Richtung des Stoßes. So werden z. B. nicht selten die Dächer der Häuser in die Höhe geworfen; sie fallen dann wieder zurück, doch verraten Risse unmittelbar unter dem Dach die Bewegung. Ein von Südosten kommender Stoß wirft die Nordwestecke eines Hauses ab u. s. w. Das findet sich besonders bei größerm Emergenzwinkel in der Nähe des Epicentrums.

2. Abwerfen bzw. Verschiebung von nicht fest mit dem Erdboden verbundenen Gegenständen dadurch, dass der Stoß ihnen die Unterlage fortzieht. Die Gegenstände stürzen in diesem Fall infolge ihrer Trägheit dem Stoß entgegen. Das ist besonders bei kleinem Emergenzwinkel der Fall.

3. Rütteln der Gegenstände durch kompliziertes wellenförmiges Schwanken des Bodens, wobei Risse aller Art in den Mauern aufklaffen und schließlich alles nicht absolut Feste zusammenstürzen kann. Diese Form der Zerstörung dürfte wohl die häufigste sein.

Wie an Gebäuden, so richten starke Beben auch in der freien Natur Verheerungen an. Im Gebirge wird alles, was nicht niet- und nagelfest ist, abgeschleudert. Große Gesteinmassen, die bereits durch Klüfte mehr oder weniger vom festen Fels abgetrennt sind, stürzen ab; Trümmer, die auf schräg geneigter Fläche ruhen, geraten in Bewegung. So kommt es zu gewaltigen Bergstürzen. Solche suchten z. B. den Thienschan beim Erd-

beben von Wernoje 1887 heim. Muschketow fand bei seinem Besuch die Gegend so verändert, dass er sie kaum wieder erkannte. Bergstürze und Schlammströme waren niedergegangen und die Schuttmassen hatten die Thäler stellenweise 40—60 *m* hoch aufgeschüttet und Seeen gebildet. Das furchtbare Beben, das 1348 den südöstlichen Teil der Alpen erschütterte, verursachte am Dobratsch in Kärnten einen Bergsturz, der das Gailthal zu einem See aufstaute und 2 Märkte und 17 Dörfer vernichtete.

Etwas anders ist die Wirkung im Schwemmland. Unter der Wucht des von unten geführten Schlages bilden sich in der obersten Bodenschicht Spalten, die nicht selten große Tiefe, Breite und Länge erreichen, übrigens auch auf zerklüftetem Felsboden auftreten können. Besonders wo ein Ausweichen des Bodens nach einer Seite möglich ist, treten sie auf, so am Ufer von Flüssen. Mächtige Spalten entstanden 1783 beim schon mehrfach erwähnten calabrischen Beben, desgleichen 1884 beim andalusischen und bei vielen anderen. Bei verschiedenen Beben wurden ganze Striche des Bodens durch Spalten abgetrennt und sanken in den Fluss oder ins Meer ab; das sind großartige Sackungen des Schwemmlandes, ein Ausweichen großer Massen nach der Seite geringsten Widerstandes. Daneben aber treffen wir, wo der Boden locker ist, veranlasst durch den Stoß und das Hin- und Herrütteln oft auch ein Ausweichen der kleinen Teile, ein Sichsacken an Ort und Stelle, etwa so wie infolge eines Stoßes eine in einem Gefäß befindliche Körnermasse zusammensinkt. Die Zwischenräume zwischen den einzelnen Gesteinsbrocken werden besser ausgefüllt und so das Volumen der Ablagerung vermindert. Waren die Zwischenräume vorher mit Wasser (Grundwasser) erfüllt, so wird dieses verdrängt und tritt an die Oberfläche, dabei die Spalten benutzend, die sich in der obersten Bodenschicht gebildet haben. Das herausgepresste Wasser schleppt dabei nicht selten Schlamm und Sand mit sich, aus dem es dort, wo es zu Tage tritt, kleine kegelförmige Haufen aufbaut — die sogenannten Sandkrater, wie sie J. Schmidt besonders schön beim achäischen Beben von 1861 beobachtet hat. Ja, beim isländischen Beben vom 25. Januar 1885 war der Druck, unter den das Grundwasser plötzlich geriet, so groß, dass Wasser, Schlamm und größere Steine mehrere Klafter hoch emporgeschleudert wurden (Thoroddsen).

F. A. Forel und Rossi haben die Wirkungen an der Erdoberfläche dazu benutzt, um eine Intensitätsskala für die Erdbeben aufzustellen, die heute unter dem Namen Rossi-Forel'sche Skala allgemein angenommen ist. Es werden 10 Grade unterschieden, nämlich:

Intensitätsgrad.	Beobachtungen.
No. 1.	Mikroseismische Bewegung. Konstatiert nur von vereinzelten geübten Beobachtern.
„ 2.	Stoß, beobachtet von einer kleinen Anzahl, im Zustande der Ruhe befindlicher Beobachter.



No. 3. Erschütterung, beobachtet von mehreren Personen in Ruhe, stark genug, dass Dauer oder Richtung geschätzt werden können.
„ 4. Erschütterung, beobachtet von Personen in Thätigkeit; Erschütterung beweglicher Objekte, der Fenster, Thüren, Krachen der Dielen.
„ 5. Erschütterung, allgemein von der ganzen Bevölkerung bemerkt; Erschütterung größerer Gegenstände, der Möbel, Betten; Anschlagen einzelner Hausglocken.
„ 6. Allgemeines Erwachen der Schlafenden, allgemeines Anschlagen der Hausglocken, Schwanken der Kronleuchter, Stillstehen von Uhren, sichtbares Schwanken der Bäume und Sträucher. Einzelne Personen verlassen erschreckt die Häuser.
„ 7. Umstürzen von beweglichen Gegenständen, Ablösen von Gypsstücken aus der Decke und von den Wänden, Anschlagen von Kirchenglocken, allgemeiner Schrecken, noch keine Beschädigung der Bauwerke.
„ 8. Herabstürzen von Kaminen, Risse in den Mauern von Gebäuden.
„ 9. Teilweise oder gänzliche Zerstörung einzelner Gebäude.
„ 10. Großes Unglück, Ruinen, Umsturz von Erdschichten, Entstehen von Spalten in der Erdrinde, Bergstürze.

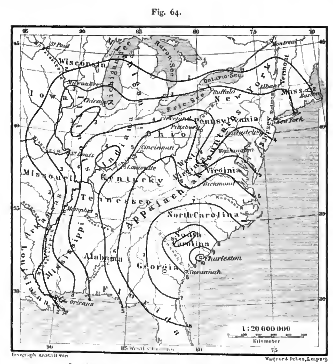
Dass diese Intensitätsskala keine absolute ist, liegt auf der Hand. In häufig erschütterten Gebieten wird man leicht die Stärke etwas unterschätzen; vor allem aber wird die festere oder minder feste Bauart der Häuser bei der Bestimmung der höchsten Grade ins Gewicht fallen.

Für verschiedene Beben hat man auf Grund dieser Intensitätsskala Linien gleicher Intensität — sogenannte Isoseisten — gezogen. Sie sind vorzüglich geeignet uns die Größe des erschütterten Gebietes darzustellen. Solche Linien hat z. B. Kotô für das japanische Beben vom 28. Oktober 1891 entworfen, solche auch Dutton für das Erdbeben von Charleston im Jahre 1886. Letztere sind in Fig. 64 wiedergegeben. Das mit einer Intensität vom Grade 2 und darüber erschütterte Gebiet war hier 2,3 Millionen *qkm* groß, also $4^1/_3$ mal so groß, wie das Deutsche Reich.

Am größten ist naturgemäß die Intensität im Epicentrum; von hier aus nimmt sie mit wachsender Entfernung immer mehr ab, jedoch nicht gleichmäßig. Sehr deutlich macht sich vor allem der Einfluss der Bodenbeschaffenheit geltend; selbst auf ganz kurze Entfernungen ergeben sich große Differenzen. Auf Felsboden treten die Wirkungen schwerer Beben niemals so verheerend auf, wie auf lockerm Schwemmland, weil das letztere wie Sand, den man auf eine schwingende Trommel gelegt hat, besonders heftig durcheinander gerüttelt wird und dabei in sich selbst vielfache Verschiebungen erleidet. Anders bei schwachen Beben; hier wirkt Alluvialboden förmlich wie eine Isolierschicht, da die Erdbebenwellen in ihm sehr rasch gedämpft und absorbiert werden. Hieraut beruht wenigstens zum Teil die Erdbebenarmut des norddeutschen Tief-

landes. In dieser Weise führt es sich meist auf die Bodenverhältnisse zurück, dass nicht selten mitten in einem stark erschütterten Gebiet ein inselförmiges Stück Land mit viel geringerer Intensität — als sogenannte Erdbebeninsel oder Erdbebenbrücke — auftritt. Fig. 64 zeigt solche Erdbebeninseln und in den nördlichen Alleghanies eine vorzügliche Erdbebenhalbinsel.

Fig. 64.



Isoseisten des Bebens von Charleston im Jahre 1886.
(Nach Dutton.)

Ein bestimmtes Verhältnis zwischen der Ausdehnung des Schüttergebietes und der Intensität des Bebens besteht nicht. Es giebt sowohl ganz lokale, aber entsetzlich starke, als auch ganz schwache und sehr weit ausgebreitete Beben. Wohl aber besteht eine Beziehung zur Tiefe des Herdes unter der Erdoberfläche, die aus Fig. 62 ohne weiteres erkannt werden kann. Erdbeben von sehr heftiger Wirkung an der Oberfläche, aber von sehr kleinem Verbreitungsgebiet haben ihr Centrum in geringer Tiefe, Erdbeben von schwacher Wirkung, aber großer Ausbreitung dagegen in bedeutender Tiefe.

Eine oft beobachtete Thatsache ist, dass die Intensität der Erdbeben unter der Erdoberfläche, z. B. in Bergwerken, merklich geringer ist, als an der Oberfläche selbst. Die Ursache hierfür dürfte wohl z. T. im Fortfallen der transversalen Bewegungen in der Tiefe zu suchen sein.

Gegen den Rand des Schüttergebietes klingen die Bewegungen aus. Aber selbst in Gegenden, wo direkt keine Erschütterungen mehr wahrgenommen werden können, verzeichnen feine Instrumente solche noch. Ja mit Hilfe eines ganz außerordentlich empfindlichen Instrumentes, des Horizontalpendels, gelang es v. Rebeur-Paschwitz nachzuweisen, dass sogar Erdbeben im fernsten Osten der alten Welt sich bis Mitteleuropa bemerkbar machen, so das große Beben von Wernoje vom 11. Juli 1889 auf eine Entfernung von 4800 *km*, das Beben vom 18. April 1889 zu Tokio auf 9000 *km*, ebenso das japanische Beben vom 22. März 1894 u. s. w. Ja, wahrscheinlich darf eine Aufzeichnung in Straßburg am 19. April 1892 auf das starke Erdbeben zurückgeführt werden, das am gleichen Tage San Francisco heimsuchte (9200 *km*). Wenn nicht etwa die Fortpflanzung der Erschütterungen in der Richtung nach Mitteleuropa zu gegenüber der nach anderen Richtungen durch irgend welche Verhältnisse begünstigt ist, so müssen wir daher bei Berücksichtigung der feinsten Fernwirkungen auf ein Schüttergebiet jener Beben gleich der Hälfte der Erdoberfläche schließen. Andeutungen liegen sogar dafür vor, dass sehr starke Beben die ganze Erdoberfläche in Mitleidenschaft ziehen können.*) Zur Entscheidung dieser Frage fehlt jedoch leider noch Material, da das Horizontalpendel heute noch nicht außerhalb Europas beobachtet wird.

Nur in der unmittelbaren Umgebung des Epicentrums wird die Erschütterung genau gleichzeitig gespürt. Je weiter man sich vom Epicentrum entfernt, desto mehr verspätet sie sich. Die Geschwindigkeit, mit der sie fortschreitet, wechselt je nach dem Medium, in dem sich die Bewegung vollzieht. Je dichter ein Gestein, je freier von Hohlräumen, desto rascher die Fortbewegung. Sand leitet am schlechtesten, weit besser schon Sandstein und am besten kompakte Gesteine wie Granit. Da die lockeren Gesteine auf die unmittelbare Nähe der Erdoberfläche beschränkt sind, so leiten tiefere Schichten überhaupt weit besser als höhere. Häufiger Gesteinswechsel verzögert die Fortbewegung und schwächt durch Absorption und Reflexion die Welle. Die Lagerung der Gesteine wirkt in der Weise, dass die Bewegung im Streichen merklich rascher erfolgt als senkrecht dazu. Auch die Stärke der Stöße ist maßgebend; starke Stöße pflanzen sich rascher fort als schwache; dann nimmt auch die Geschwindigkeit mit wachsender Entfernung vom Epicentrum ab. Alles das gilt jedoch nur von der Fortbewegung der Erschütterungen

*) Das dürfte für das große argentinische Beben vom 27. October 1895 nach Gerland (Verhandl. Berlin. Ges. f. Erdkunde 1896 S. 269) feststehen. Das Beben wurde in Rom und Charkow (13500 *km*) und desgleichen in Tokio (17400 *km*) beobachtet; Tokio liegt fast genau antipod zu Argentinien.



im eigentlichen Schüttergebiet. Die hier bei Erdbeben beobachteten mittleren Geschwindigkeiten liegen zwischen 300 und 1000 *m* in der Sekunde.*) Sehr viel größer ist dagegen die Geschwindigkeit der mikroseismischen Wellen, die als Ausläufer starker Beben in sehr bedeutender Entfernung mit Hilfe des Horizontalpendels beobachtet werden. Nach v. Rebeur-Paschwitz schwankt sie zwischen 2 und 10 *km*. Bei diesen Wellen nimmt die Geschwindigkeit mit der Entfernung sehr merklich zu. So pflanzte sich das japanische Beben vom 22. März 1894, dessen Epicentrum sich in der Nähe der Insel Jesso befand, bis Tokio mit einer mittlern Geschwindigkeit von 2770 *m* fort, bis Nikolaew (Südrussland) mit einer solchen von 10 020 und bis Rom mit einer solchen von 10 390 *m*. v. Rebeur-Paschwitz erklärt das dadurch, dass die Wellen, die sehr entfernte Orte treffen, den größten Teil ihres Weges in großer Tiefe zurücklegen, wo die Elasticität der Gesteine infolge des auf ihnen lastenden Druckes bedeutender ist als an der Erdoberfläche.**)

Erdbebenherd. Der Erdbebenherd, wo der primäre Stoß erfolgt, lässt sich nie direkt beobachten. Man muss sich daran genügen lassen, auf seine Lage aus den Erscheinungen an der Erdoberfläche zu schließen. Als Regel gilt hierbei, dass das pleistoseiste Gebiet, d. h. das Gebiet stärkster Erschütterung vertikal über dem Erdbebenherd liegt und in seinen Umrissen der Form des Erdbebenherdes ähnlich ist. Darnach war der Herd des Bebens von Charleston jedenfalls sehr beschränkt, also ungefähr punktförmig. Beim japanischen Beben vom 28. Oktober 1891 war dagegen das pleistoseiste Gebiet stark elliptisch, und der Erdbebenherd daher entweder eine Linie oder eine Fläche von länglicher Gestalt. Wie aus den Isoseisten so vermag man auch aus den Angaben über den Moment, wo der Stoß gespürt wurde, auf die Lage und Form des Erdbebenherdes zu schließen.***) Bei einem punktförmigen Erdbebenherd (vgl. Fig. 61) tritt das Beben zuerst im Epicentrum auf, an allen andern Punkten der Oberfläche dagegen erst später. Bei linearer Erstreckung des Herdes zeigt sich der Stoß innerhalb einer länglichen Zone gleichzeitig. Nicht selten ist sogar für ein großes Gebiet Gleichzeitigkeit verbürgt, so z. B. beim Erdbeben von Agram vom 9. November 1880, und für das Schweizer Beben vom 4. Juli 1880. Das weist auf einen flächenhaften Erdbebenherd hin. Je nach der Gestalt des Erdbebenherdes unterscheidet man demnach centrale, lineare und flächenhafte Beben.

*) Nur das Beben von Charleston ergab die ungeheure Geschwindigkeit von 5 *km*.

**) Bei der Erklärung von manchen Differenzen in der Fortpflanzungsgeschwindigkeit ist wohl auch zu berücksichtigen, dass longitudinale Wellen sich viel rascher fortbewegen als transversale (Cancani). Nach Gerland (1896) pflanzt sich die erste longitudinale Welle durch die Erde hindurch nach einem um 90° abstehenden Ort mit einer Geschwindigkeit von 10 *km* in der Sekunde fort. Später trifft eine überaus lange (40—50 *km*) flache transversale Welle ein, die mit einer Geschwindigkeit von nur 2·8 *km* über die Erdoberfläche hinzieht, wie die Dünung über den Ocean.

***) Linien, die Orte gleichzeitiger Erschütterung verbinden, heißen Homoseisten.

Außerst wichtig wäre es zu wissen, in welcher Tiefe unter der Erdoberfläche sich der Herd eines Erdbebens findet. Leider aber giebt es keine Methode, die hierfür irgend zuverlässige Resultate liefern würde. R. Mallet wollte aus der Richtung der Risse an Gebäuden auf die Richtung des Stoßes schließen; letztere sollte immer senkrecht auf den Rissen stehen. Die Richtungen, die man in verschiedenen Gegenden für den Stoß erhält, sollten dann die Lage des Erdbebenherdes erkennen lassen. Leider aber hat sich jene Beziehung zwischen den Rissen und der Richtung des Stoßes nicht bestätigt. C. v. Seebach glaubte aus der Zeit des Eintreffens der Erschütterung an verschiedenen Punkten des Schüttergebietes die Tiefe des Herdes berechnen zu können. Da man jedoch dazu eine konstante Geschwindigkeit annehmen muss, während thatsächlich, wie wir eben sahen, die Geschwindigkeit ganz außerordentlich wechselt, so lässt uns auch seine Methode im Stich. Auch eine dritte, jüngst von Dutton eingeschlagene Methode, die sich auf die Intensität der Erschütterung in verschiedenen Teilen des Schüttergebietes stützt, ist nicht einwandfrei. Dutton geht davon aus, dass theoretisch die Intensität vom Epicentrum weg zunächst sehr langsam, dann immer rascher und später wieder langsamer abnehmen muss. Eine einfache mathematische Überlegung zeigt nun, dass die Tiefe des Erdbebenherdes $= a\sqrt{3}$ sein muss, wenn a die Entfernung der Kreiszone, wo die Intensität nach außen hin am schnellsten abnimmt, vom Epicentrum ist. Die Methode wäre exakt, wenn man den Wert a zuverlässig finden könnte. Das ist aber leider nicht der Fall. Wenn nun auch die einzelnen nach diesen Methoden bestimmten Tiefen der Wirklichkeit nicht genau entsprechen, dürfte doch ein Ergebnis feststehen: die Tiefe des Herdes aller Beben ist im Vergleich zum Erdradius verschwindend.*) Der Erdbebenherd ist also jedenfalls immer in der Erdkruste selbst und nie in den flüssigen oder gasförmigen Massen der größeren Tiefen zu suchen.

Ursachen der Erdbeben. Wir haben bisher als Ursache jedes Bebens einen Stoß hingestellt, der in größerer Tiefe in der Erdkruste erfolgt, und müssen nunmehr untersuchen, was für Vorgänge einen solchen Stoß hervorbringen können. Je nach der Art dieser Vorgänge unterscheidet man vulkanische Beben, Einsturzbeben und Dislokationsbeben.

Das häufige Auftreten von Erdbeben in vulkanischen Gegenden hat schon früh zur Annahme eines Zusammenhanges zwischen Vulkanen und Erdbeben geführt; ja, es gab eine Zeit, da wollte man alle Erdbeben auf vulkanische Thätigkeit zurückführen. Das geht heute nicht mehr an; dass jedoch gleichwohl ein Teil der Beben vulkanischen Ursprungs ist, lässt sich nicht leugnen. Man trifft sie in allen vulkanischen Gegenden; doch darf man keineswegs jedes Beben hier als vulkanisch ansprechen.

*) Die für die einzelnen Beben gefundenen Zahlen schwanken zwischen 38 800 *m* (Rheinisches Beben 1846) und 100 *m* (Raube Alp 1890). Einzig für das Beben von Bengalen von 1880 wurde eine größere Tiefe (72 000 *m*) gefunden.

Das glühendflüssige Magma, wie es unter Vulkanen schon in verhältnismäßig geringer Tiefe vorhanden ist und als Lava ausgeworfen wird, ist in diesem Fall die Ursache des Bebens. Ein plötzliches Entweichen der Gase, ein Hinzutreten von in den Boden eingesickertem Wasser, das bei der Berührung mit dem glühenden Magma sich sofort in Dampf verwandelt, lässt es zu unterirdischen Explosionen kommen, die als Stöße das umgebende Gestein treffen. Als Centrum eines solchen Bebens erscheint in der Regel der Krater des Vulkans, von wo aus die Stöße in radialer Richtung erfolgen. Solche vulkanische Beben ereignen sich häufig unmittelbar vor einer Eruption; sie werden meist schwächer oder hören wohl auch gänzlich auf, sobald die den Krater verstopfenden Massen herausgeschleudert sind und der Austritt der Lava beginnt. Deswegen hat A. von Humboldt die Vulkane als Sicherheitsventile der Erde bezeichnet. Auch Magmamassen, die die Erdoberfläche nicht erreichen, sondern als Lakkolithe inmitten der Schichten stecken bleiben, können Beben veranlassen; R. Hoernes hat diese Beben kryptovulkanische Beben genannt. So furchtbar vulkanische Beben auch sein können, so sind sie doch von verhältnismäßig geringer Ausbreitung.

Eine zweite Gruppe von Beben führt sich auf Einsturz zurück — die Einsturzbeben. Wenn durch Auflösung von Gyps, Steinsalz oder Kalk Hohlräume in der Erdkruste entstanden sind, so kann es leicht zu Einstürzen kommen, die als Beben an der Erdoberfläche empfunden werden. Wie die vulkanischen Beben sind die Einsturzbeben centrale Beben. Da sich Hohlräume nur in geringer Tiefe finden, so haben die Einsturzbeben immer eine sehr geringe Ausdehnung, dafür aber oft große Intensität; auch darin entsprechen sie den vulkanischen Beben.

Unvergleichlich häufiger als die vulkanischen und die Einsturzbeben sind die Dislokationsbeben oder tektonischen Beben. Sie sind Symptome von heute noch in Bildung begriffenen Dislokationen. Zur richtigen Erkenntnis ihrer Natur wurde man durch die Verfolgung der Schüttergebiete geführt. E. Suess stellte zuerst fest, dass die Erdbeben in sehr vielen Fällen an große Bruchlinien der Erdkruste anknüpfen. So fällt schroff und unvermittelt entlang eines gewaltigen Bruches der Ostrand der Alpen zwischen Wien und Gloggnitz gegen die Ebene des Wiener Beckens ab. Sehr viele Erdbeben haben sich an dieser Bruchlinie im Laufe der Zeit ereignet, so dass man unwillkürlich den Eindruck erhält, dass die Bewegung an jenem Bruch noch nicht abgeschlossen ist, sondern ruckweise noch weiter erfolgt. Bei Wiener-Neustadt wird diese sogenannte Thermenlinie von einer zweiten Stoßlinie, der Kamplinie, gequert, die nach Nordwesten bis hinein in die böhmische Masse sich verfolgen lässt und gleichfalls einem geologischen Bruch und zwar einem Querbruch entspricht. Sie wird noch häufig von schweren Beben heimgesucht, deren Hauptschüttergebiet durch seine große Längserstreckung bei sehr kleiner Breite direkt auf die Bruchlinie als

Erdbebenherd hinweist. Ein entsprechender Zusammenhang mit dem geologischen Bau ist heute für die große Mehrzahl der näher untersuchten Beben nachgewiesen. Je nachdem die Brüche, an die sich die Beben knüpfen, Querbrüche oder Längsbrüche sind, unterscheidet man Querbeben und Längsbeben. Querbeben sind die Beben an der Kamplinie. Der verheerende Erdbebenschwarm, der 1870 Phokis heimsuchte, entspricht gleichfalls einem großen Querbruch; das gilt auch vom Beben von Belluno (1873) und von dem andalusischen Beben (1884). Längsbeben sind etwas seltener beobachtet worden. Als Längsbeben wird das furchtbare Beben von Wernoje vom Jahre 1887 gedeutet, ebenso die mehrfachen Beben am Südostfuß des Schweizer Jura, Beben in den Anden u. s. f.


Fig. 65.



Verwerfung, entstanden beim japanischen Beben vom 28. October 1891. (Nach Kotô.)

Auf das deutlichste verraten sich die engen Beziehungen zwischen den Erdbeben und dem geologischen Bau auch in der Verbreitung der Beben. Große, ebene Landstriche, deren Oberfläche von nicht dislocierten mächtigen jungen Ablagerungen gebildet wird, sind meist erdbebenarm,*) desgleichen alte Rumpfgebirge, so Nordfrankreich, Norddeutschland, Großbritannien, Skandinavien, das ebene Russland und Sibirien, Brasilien und der mittlere und südliche Teil von Afrika. Dagegen werden die jungen Faltengebirge, sowie die an ihrem Fuß liegenden Ebenen, dann auch

*) Doch hat die Mississipiebene starke Beben; auch scharf umrandete ebene Senkungsfelder werden von starken Beben heimgesucht.

die Mittelmeere stark von Beben heimgesucht. Erdbebenreich sind darnach sämtliche Länder, die sich um das Mittelmeer gruppieren, dann auch die Alpen, der Kaukasus, Armenien, Persien, der Himalaya, die Sundawelt, Japan, die Anden u. s. w. Alle Gebiete werden jedoch von Centralamerika übertroffen.

In der allergrößten Zahl der Fälle können wir die das Erdbeben erzeugende Dislokation nicht beobachten; sie bleibt in der Tiefe verborgen. Nur bei ganz wenigen Erdbeben ist es gelungen, Veränderungen in der Lage der Schichten zu beobachten, die sicher nicht eine Folge, sondern nur die Ursache der Beben sein können. So entstand beim Beben, das am 28. Oktober 1891 die Provinzen Mino und Owari in Japan heimsuchte, eine Verwerfung, die der japanische Geologe Kotô an der Erdoberfläche auf 64 *km* hin verfolgen konnte und die wahrscheinlich im Ganzen 112 *km* lang ist; sie zieht nach NW, ist also ein Querbruch. Der nordöstliche Flügel ist um 1—4 *m* in horizontaler Richtung gegen Nordwesten verschoben und um einen wechselnden, im Maximum 6 *m* erreichenden Betrag gesenkt worden; nur bei Midori ist er gehoben. Fig. 65 stellt die Verwerfung dar, wie sie ein Thal quert. Der Vordergrund ist mitsamt dem Wege eingesunken, der Hintergrund stehen geblieben, bezw. gehoben, so dass der hintere Teil des Thalbodens eine Terrasse bildet, deren Höhe (6 *m*) gleich der Sprunghöhe der Verwerfung ist. Gleichzeitig wurde der eine Flügel der Verwerfung (der Hintergrund im Bild) um 4 *m* nach Norden (im Bild nach links) verschoben. Diese Horizontalverschiebung zeigt besonders deutlich Fig. 66. Die Verwerfung geht zwischen den beiden Bäumen hindurch. Beim kalifornischen Beben von 1872, einem typischen Längsbeben, bei dem entlang einer 450 *km* langen Zone am Westabfall der Sierra Nevada die Erschütterung fast genau gleichzeitig gespürt wurde, entstand ebenfalls eine 60 *km* lange Verwerfung, deren Ostflügel während des Bebens teilweise um 2 bis 6 *m* gesenkt und um mehrere Meter nordwärts verschoben wurde. Die Bildung einer Dislokation von 20 *km* Länge wurde auch gelegentlich des Bebens von Beludschistan am 20. Dezember 1892 beobachtet; sie läuft parallel dem das Kodschak-Gebirge begrenzenden Bruch. Besonders deutlich zeigte sich die nicht sehr bedeutende Verschiebung in vertikaler und horizontaler Richtung dort, wo sie einen Schienenweg quert. In allen diesen Fällen ist nur die relative Bewegung festgestellt; ob der eine Flügel gesenkt, der andere in Ruhe gelassen, oder aber der erste Flügel in Ruhe gelassen und der zweite gehoben, wurde, lässt sich nicht entscheiden. Anders ist es, wo eine Dislokation das Gestade des Meeres erreicht. Hier lässt sich die absolute Bewegung erkennen. Am

Fig. 66.



Horizontalverschiebung, entstanden beim japanischen Beben vom 28. Oct. 1891 (nach Kotô).

Die ursprüngliche Stellung des Baumes *B* ist punctiert, die nach dem Beben ausgezeichnet.

23. Januar 1855 wurde während eines Bebens auf der Nordinsel Neuseelands ein Bruch von 145 *km* Länge gebildet. Der Nordflügel hob sich dabei um 2.7 *m* und zwar absolut; denn der Bruch quert die Cookstraße, an der durch die Hebung ein Stück Strandfläche trocken gelegt wurde. Mit zunehmender Entfernung vom Bruch nimmt der Betrag der Hebung ab, bis sie in 30 *km* Entferung ganz verschwindet. Wir haben also eine einseitige Hebung d. i. eine Schiefstellung einer 30 *km* breiten und 145 *km* langen Scholle vor uns. Beim lokrischen Beben vom 27. April 1894 entstand außer vielen Erdspalten von einigen Kilometern Länge auch ein 55 *km* langer Riss, der unabhängig von den Formen des Geländes und der geologischen Beschaffenheit des Bodens verläuft und dadurch seine tektonische Natur verrät. Sein Nordflügel sank um einen im Maximum 1.5 *m* erreichenden Betrag und geriet auf einer längern Strecke unter den Meeresspiegel, so dass hier eine absolute Senkung vorliegt.

Nicht immer ist es leicht zu entscheiden, welcher Art ein Beben ist. Im allgemeinen muss wohl gelten, dass die linearen und flächenhaften Beben Dislokationsbeben sind, während Einsturzbeben und vulkanische Beben als centrale Beben aufzutreten pflegen; doch giebt es auch centrale Dislokationsbeben, wie z. B. das von Charleston. Verschleiert wird die Natur eines Bebens dazwischen auch dadurch, dass ein Beben ein anderes auslöst. So kann ein Dislokationsbeben an einer geeigneten Stelle ein Einsturzbeben veranlassen, wie das gelegentlich des großen schweizerischen Längsbebens vom 13. April 1885 der Fall war (A. Forster). Nirgends war die Intensität erheblich; nur bei Zweisimmen im Berner Oberland, in einer gypsreichen Gegend, trat es mit beispielloser Heftigkeit auf, obwohl Zweisimmen weitab vom Epicentrum des Dislokationsbebens lag. Offenbar war hier durch die Erschütterung ein sekundärer Einsturz veranlasst worden. Solche Beben hat man Relaisbeben genannt. Mehr zu empfehlen ist der Ausdruck Simultanbeben, weil er unentschieden lässt, ob ein ursächlicher oder nur ein zufälliger Zusammenhang zwischen den gleichzeitigen Beben bestand.

Seebeben. Den Erdbeben werden nicht selten die Seebeben gegenüber gestellt, doch mit Unrecht; denn thatsächlich sind Seebeben nichts anderes als Erdbeben, die am Boden des Meeres auftreten und sich durch das Wasser hindurch bis zur Meeresoberfläche bemerkbar machen. Hier äußern sie sich bald als succussorische, bald als undulatorische Beben. Zur Beobachtung kommen sie freilich nur dann, wenn zufällig ein Schiff das Schüttergebiet kreuzt. Der Eindruck ist, als wenn das Schiff auf einen Riff aufgefahren wäre. Die Intensität kann sich so weit steigern, dass das Schiff entmastet wird. Meist begleitet ein donnerartiges, unterseeisches Geräusch das Phänomen. E. Rudolph hat gezeigt, dass unter den Seebeben neben den allerdings überwiegenden centralen Beben auch lineare beobachtet werden. Unter den centralen Seebeben spielen die vulkanischen eine große Rolle; sie sind größtenteils die Äusserung unter-

seeischer vulkanischer Eruptionen. Dass das jedoch gewiss nicht für alle Seebeben gilt, geht schon daraus hervor, dass manche Erdbeben, die auf dem Meer als regelrechte Seebeben gespürt werden, sich auf dem Lande als reguläre Erdbeben äußern, so z. B. in Japan. Der Meeresspiegel bleibt während eines Seebebens meist in Ruhe; nur zuweilen, bei unterseeischen vulkanischen Eruptionen, kommt es zu heftigen Wellenbewegungen, zu einem Kochen des Meeres und ähnlichem. Auf große unterseeische Eruptionen führt sich die Bildung enormer Flutwellen zurück, die mit unglaublicher Gewalt auf die nächst benachbarten Gestade stürzen und diese verheeren, wie beim Beben von Lissabon 1755, beim Beben von Arica 1873, dem von Iquique in Peru 1877 und dem Ausbruch des Krakatau 1883. Diese Erdbebenfluten pflanzen sich nicht selten auf ungeheure Entfernungen über den Ocean hin fort. Dabei hängt die Geschwindigkeit ihres Fortschreitens von der Tiefe des Meeres ab und zwar in dem Grade, dass es gelungen ist, aus der Geschwindigkeit die mittlere Meerestiefe zu berechnen. (Vgl. erste Abteilung S. 305.)

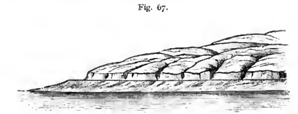
Strandverschiebungen.

Überaus schwer ist es im Innern des Landes langsame Krustenbewegungen zu erkennen; es fehlt an Fixpunkten, an denen man die in kurzer Zeit immer nur einen geringen Betrag erreichenden Veränderungen feststellen könnte. Besser liegen die Verhältnisse dazu an der Küste des Meeres. Jede Krustenbewegung, die eine vertikale Komponente besitzt, muss sich hier in einer Verschiebung der gegenseitigen Höhenlage von Land und Meer äußern — in einer Strandverschiebung. Freilich bleibt auch hier unbestimmt, welcher Teil sich bewegt, ob das Land oder das Meer; eine Senkung des Meeresspiegels wird sich genau ebenso äußern wie eine Hebung des Landes, andererseits eine Hebung des Meeresspiegels wie eine Senkung des Landes. Wir dürften daher eigentlich zunächst nur von einer relativen Hebung und einer relativen Senkung des Landes oder der Küste sprechen. Daher hat E. Suess andere, mehr neutrale Ausdrücke vorgeschlagen; er spricht von positiver Strandverschiebung gleichbedeutend mit einer Hebung des Meeresspiegels oder Senkung des Landes, sowie von negativer Strandverschiebung gleichbedeutend mit einer Senkung des Meeresspiegels oder Hebung des Landes. Diese Ausdrücke sind in der That vielfach im Gebrauch; allein sie sind schleppend und entbehren vollkommen der Anschaulichkeit. Immerhin waren sie berechtigt, so lange man an eine große Beweglichkeit des Meeresspiegels denken durfte. Da wir jedoch sehen werden, dass es sich im wesentlichen wirklich um absolute Hebungen und Senkungen des Landes handelt, wollen wir an den alten Ausdrücken Hebung und Senkung in dem Sinn eines Emportauchens bezw. Untertauchens der Küste festhalten.

Anzeichen der Strandverschiebung. Zahlreich sind die Fehlerquellen, die bei der Feststellung der Strandverschiebungen in Betracht kommen. Zunächst ändert sich der Wasserstand des Meeres fortwährend durch die Gezeitenbewegung und den Seegang. Dann vollziehen sich an der Küste eine Reihe von Vorgängen, die Landgewinn oder Landverlust verursachen, ohne dass sich die gegenseitige Höhenlage von Meeresspiegel und Land ändert. Das gilt vor allem von Schwemmlandküsten. Hier wird durch die Brandung Land fortgerissen, dort angeschwemmt, an einer dritten Stelle zeigen sich örtliche Senkungen oder Rutschungen des Bodens infolge von Belastung oder Durchfeuchtung, ein Vorgang, durch den Landflächen unter Wasser geraten, der aber gleichwohl nichts mit echten Senkungen zu thun hat. An Felsküsten kommt das alles viel weniger oder gar nicht in Betracht. An ihnen lassen sich daher Strandverschiebungen sicherer nachweisen.

Die Anzeichen für eine erfolgte Hebung sind viel leichter zu erkennen als die für eine erfolgte Senkung; in dem einen Fall sind Teile der Erdkruste, die die Spuren der früheren Meeresbedeckung tragen, über Wasser gehoben und dadurch der Beobachtung zugänglich geworden, im andern Fall Teile des Landes durch Untertauchen unseren Augen entzogen. Als Kennzeichen der Hebung dienen vor allem Spuren eines alten, heute außerhalb des Bereichs der Wogen befindlichen Strandes — sogenannte Strandlinien. Es sind das Terrassen von wechselnder Breite, deren Oberfläche in der Höhe des alten Wasserstandes das Ufer begleitet (Fig. 67).

Fig. 67.



Strandlinie zwischen Vaag und Skaarliodden an der norwegischen Küste (69° 30' nördl. Breite). (Nach R. Lehmann.)

Sie bestehen entweder aus Fels oder aus losem Schutt, aus Sand und Geröll. Die Felsterrassen sind von der Brandung in den Fels eingenagt; die Schuttterrassen dagegen sind Schuttanhäufungen, die als Deltas, dann aber auch nach Art der angeschwemmten Wysse*) im stehenden Wasser abgesetzt wurden. An Stellen sehr starker Brandung werden diese Terrassen durch Strandwälle vertreten. Ein ganz besonders zuverlässiges Merkmal einer stattgefundenen Hebung bildet ferner das Vorkommen von Bänken und Haufen mariner Muschelschalen. Doch ist hier

*) Siehe unten den Abschnitt über die Wirkungen der Brandung.

erst festzustellen, ob nicht eine Verschleppung durch den Menschen vorliegt; künstlich sind z. B. die bekannten Muschelhaufen in Jütland, die nach ihrem Ursprung den Namen Kjökkenmöddinger, d. i. Küchenabfälle erhalten haben. Selbstverständlich leisten dasselbe auch alle Überreste von andern Meertieren, die sich außerhalb des Bereichs der heutigen höchsten Flut finden, wie über Wasser gehobene Korallenbänke.

Anzeichen für eine erfolgte Senkung, die gleich zuverlässig wären, wie die geschilderten Zeichen für Hebung, giebt es leider nicht. Im allgemeinen gelten unter den Meeresspiegel geratene Torflager oder Wälder, versunkene Ortschaften etc. als Beweis. Doch ist in jedem Fall erst zu zeigen, dass keine örtlichen Sackungen oder Rutschungen des Bodens stattgefunden haben. Auch Formen nach Art der Thäler am Meeresgrunde in der Nähe der Küste dürfen als Beweise einer Senkung angesprochen werden, da Thäler sich nur über Wasser bilden. Endlich werden Koralleninseln, die sehr steil in beträchtliche Tiefen abstürzen und dadurch eine große Mächtigkeit der Korallenbauten verraten, als Beweis einer allmählichen Senkung betrachtet, da die riffbauenden Korallen nur in der obersten 20 Faden mächtigen Wasserschicht zu leben vermögen.

Hebung Skandinaviens. Das klassische Land der Strandterrassen ist Skandinavien. Schon 1702 konstatierte Hjärne, dass die Küstenlinie Schwedens sich im Sinn eines Landgewinnes vertikal verschob. Später (1743) stellten Linné und Celsius ausgedehnte Beobachtungen in gleichem Sinn an. Alle Anzeichen der Hebung finden sich in der That in ganz Skandinavien in prachtvoller Deutlichkeit Fels- und Schuttterrassen, Strandwälle und Muschelbänke. Dabei treten die Strandlinien um so schärfer hervor, je mehr man nach Norden schreitet. Eine Terrasse lässt sich oft in wechselnder Breite auf viele Kilometer hin ohne Unterbrechung erkennen. An vielen Orten werden mehrere Strandlinien über einander beobachtet; bei Kverve (62½° N) fand R. Lehmann deren 5, die oberste in einer Breite von 66 *m* entwickelt in 30 *m*, die unterste nur 35 *m* breite in 5 *m* Seehöhe. Meist beträgt jedoch ihre Anzahl nicht über drei. Hansen und de Geer haben versucht, die verschiedenen Terrassen auf große Strecken hin zu verfolgen. Hansen ist dabei zur Annahme von drei Stufen gekommen, die drei verschiedenen Ständen des Meeres entsprechen, während de Geer nur zwei Stufen anerkennen möchte. Doch fügen sich eine Reihe von Vorkommnissen diesen Horizonten nicht ein. Alle diese Terrassen sind postglacial; denn nirgends liegen Moränen auf ihnen und nirgends sind sie geschliffen. Sie unterscheiden sich dadurch von den weiten durch die Brandung geschaffenen Strandflächen, die vielfach dem Westabfall des norwegischen Gebirges vorgelagert und oft von Moränen bedeckt sind; diese müssen nach Reusch als gewaltige präglaciale Strandlinien betrachtet werden. Über den marinen Ursprung der postglacialen Terrassen kann kein Zweifel bestehen, da mit ihnen zusammen Bänke von marinen Konchylien beobachtet werden.

Sie treten dadurch in einen Gegensatz zu ähnlichen, aber im Innern des Landes in sehr großen Höhen (bis zu 1000 *m*) vorkommenden Terrassen; diese sind am Schlusse der Eiszeit in Eisseeen entstanden, die die schwindenden Gletscher in manchen Thälern aufstauten.

Schon 1839 erkannte Bravais im Alten Fjord, dass die Strandlinien gegen das Innere des Fjordes sich immer mehr und mehr über den heutigen Meeresspiegel erheben. Das wiederholt sich überall. Dabei vollzieht sich das Ansteigen allmählich. Zwar ist von einigen Beobachtern ein treppenförmiges Ansteigen behauptet worden; allein diese Ansicht ist, soweit sie die marinen Strandlinien betrifft, nach den Untersuchungen von de Geer nicht stichhaltig. De Geer trug die Seehöhen der obersten, ältesten postglacialen Strandlinien in eine Karte ein und konstruierte dann Linien gleicher Hebung, die er Isoanabasen oder besser Isanabasen nannte.*) Das Kärtchen Fig. 68 giebt die Isanabasen wieder. Die Linien verlaufen, wie man sieht, ganz unabhängig von der Bodengestaltung. Die Axe des elliptischen Gebietes stärkster Hebung (über 200 *m*) zieht parallel der Richtung des skandinavischen Gebirges von Kristiania nach Haparanda; von hier nimmt der Betrag nach allen Richtungen ab. Da mit diesen höchsten Strandlinien zusammen Muschelbänke auftreten, die eine arktische Fauna bergen, so muss die Bildung der Strandlinien unmittelbar am Ausgang der letzten Eiszeit erfolgt sein. Skandinavien hat also seit der Eiszeit gleichsam eine beulenförmige Auftreibung erfahren, die im Centrum mehr als 200 *m* beträgt. Diese Hebung vollzog sich aber nicht ununterbrochen bis zur Gegenwart. Jede Strandlinie, die unter dem Niveau der höchsten, oben durch die Isanabasen dargestellten sich zeigt, ist ein Beweis für einen Halt in der Hebung; denn sie brauchte Zeit zu ihrer Bildung. Ja es

Fig. 68.



Postglaciale Isanabasen für Schweden (nach de Geer.)
(Die eingeschriebenen Zahlen sind Meter.)

*) Der gleichfalls gebrauchte Ausdruck Isobasen, d. i. Linien gleicher Bewegung, einerlei ob sie aufsteigend oder absteigend ist, sollte besser vermieden werden, weil er zu sehr an Isobaren anklingt.

ergiebt sich sogar, dass zwischen der Bildung des Systems der obern Strandlinien und der Bildung des Systems der untern eine Periode liegt, wo Skandinavien höher über dem Meeresspiegel lag als heute. Darauf weisen Torflager in Südschweden hin, die sich heute 30 *m* unter dem Meeresspiegel befinden. Auf diesen Torflagern liegen wieder Meeresablagerungen, die mit dem untern Strandliniensystem von de Geer in Beziehung treten. Wir haben also nach Ausbildung der hohen Strandlinien zuerst eine Hebung des Landes bis zu hohem Niveau, dann wieder eine Senkung; als diese Halt machte, bildeten sich die untern Terrassen aus und erst dann folgte wieder eine Hebung. Auch der Betrag dieser letzten Hebung ist nach de Geer von Ort zu Ort verschieden; er scheint in derselben Gegend am größten gewesen zu sein, in der die erste Hebung ihren höchsten Wert erreichte. Überall aber betrug die zweite Hebung viel weniger als die erste; sie ist nirgends erheblich über 60 *m* hinausgegangen.

Wenden wir uns der Gegenwart zu. Dass Schweden sich auch heute noch hebt, erwähnten wir im Eingang. Die Art und Weise dieser Hebung ist durch Holmström und Sieger auf Grund von Beobachtungen an Felsmarken und Pegeln klar gelegt worden. Ja, Sieger hat für Schweden und Finnland Isanabasen der Gegenwart entworfen, die die Punkte mit einander verbinden, wo die Geschwindigkeit der Hebung gegenwärtig gleich groß ist. Es scheint das Gebiet stärkster Hebung wieder demjenigen in de Geers Karte der gesamten postglacialen Hebung zu entsprechen. Doch fehlen, um das zu entscheiden, noch zuverlässige Angaben aus Norwegen, wo der Seegang und die Gezeiten die Beobachtungen stören. Noch etwas Anderes hat sich aber ergeben: die Hebung kann, nach alten Bauwerken zu urteilen, die nur wenig über dem Meeresspiegel liegen, erst vor kurzem begonnen haben oder muss doch wenigstens lange Zeit nur sehr langsam erfolgt sein. Ein Maximum erreichte ihre Geschwindigkeit dann im 18. Jahrhundert und gegenwärtig nimmt sie wieder ab. An den Orten, wo die Hebung am raschesten erfolgt, dürfte sie etwa 1 *cm* im Jahr erreichen. Auch in der weitern Nachbarschaft Schwedens, so in Finnland und im nördlichen Teil der russischen Ostseeprovinzen, finden wir die gleichen Erscheinungen wie in Skandinavien, nur ist der Betrag der Hebung kleiner. Die deutsche Küste ist dagegen stationär.

Gewaltige Änderungen hat durch diese mehrfachen Hebungen die Ostsee im Laufe der Zeiten erfahren.*) Während des durch die obersten norwegischen Terrassen angedeuteten hohen Standes des Meeres am Schluss der Eiszeit (Yoldia-See) kommunizierte die Ostsee offen über den Ladoga-See und das Weiße Meer hinweg mit dem nördlichen Eismeer und über Jütland hinweg mit der Nordsee. Marine Ablagerungen beweisen das deutlich. Darauf aber folgte eine Periode, in der sich eine breite

*) Vergl. die Untersuchung von Munthe im Bihang till k. Svenska Vet.-Akad. Handl. XVIII, Afd. II, Nr. 1.



Landbrücke von Nordwestdeutschland nach Skandinavien erstreckte; damals entstanden die schon erwähnten heute unter dem Meeresspiegel liegenden Torflager in Südschweden. Die Ostsee war vom Meer abgeschnitten und bildete einen durch die entstandene Barriere aufgestauten Süsswassersee (Ancylus-See), dessen Ufer an der russischen Ostseeküste in einer Höhe von 15, 30, ja 45 *m* über dem heutigen Meeresspiegel festgestellt sind. Ein Untertauchen des Landes schloss sich an und wieder trat eine freie Kommunikation mit der Nordsee (Littorina-See) ein. Hiervon berichten uns in Skandinavien marine Schichten und die tiefere Stufe der Strandlinien. Erst die später einsetzende Hebung stellte die heutigen Verhältnisse her. Mag auch die zukünftige Forschung vielleicht den einen oder den andern Zug in der Geschichte der Strandverschiebungen Skandinaviens und des Ostseegebietes, wie wir sie soeben dargestellt haben, noch ergänzen oder auch berichtigen, so steht doch eins heute schon fest: in der kurzen Spanne Zeit, die seit der letzten Eiszeit verflossen ist, haben Hebungen und Senkungen, Einschränkungen des Meeres und Transgressionen mit einander abgewechselt. Das lehrt uns, wie vorsichtig man mit der zeitlichen Parallelisierung von Beweisen eines frühern, hohen Meeresstandes sein muss, und wie man vor allem aus Anzeichen, die nicht der unmittelbarsten Gegenwart angehören, nie auf eine heute noch im Gang befindliche Bewegung der Küste schließen darf. Wir sehen in der Regel nur das Gesamtresultat der Bewegung und dürfen durchaus nicht schließen, dass dieses Resultat auf dem geradesten Wege erreicht worden sei. Es ist das besondere Verdienst von Suess, hierauf hingewiesen zu haben. Würden wir nur die Terrassen Norwegens und die unter den Meeresspiegel geratenen Torflager Südschwedens kennen, so würden wir bei Außerachtlassung jener Erfahrung eine Schaukelbewegung Skandinaviens konstatieren, eine Senkung im Süden, eine Hebung im Norden, wie sie früher behauptet worden ist, in dieser scharf ausgesprochenen Weise aber wohl nicht existiert hat.

Geographische Verbreitung der Hebungen und Senkungen. Es kann nicht unsere Aufgabe sein, die Hebungen und Senkungen im einzelnen über die ganze Erde hin zu verfolgen. Solche Zusammenstellungen haben Hahn und A. Issel gemacht; sie beide, vor allem aber Suess haben gezeigt, wie dringend nötig es ist, gerade auf diesem Gebiet Kritik zu üben. Nur einige typische Beispiele sollen hervorgehoben werden. Dabei handelt es sich fast immer um Strandverschiebungen in der geologischen Gegenwart, d. h. seit Schluss der Eiszeit. Nur wenige Strandverschiebungen, die sich noch heute vollziehen, werden wir anführen können.

Ganz ähnliche Erscheinungen wie in Skandinavien treffen wir in Schottland, England und Irland; auch hier fand ein mehrfaches Abwechseln von Untertauchen und Emportauchen statt. Die höchsten Strandlinien gehen in Schottland bis 150 *m*, sind aber nach J. Geikie vor der letzten Eiszeit gebildet. Die höchste postglaciale Terrasse liegt nur in 30 *m* Höhe;

auch tiefere finden sich. Am Gestade des Weißen Meeres und an der Murmanküste zeigt sich analoges; Ramsay beobachtete hier 4—5 Strandlinien übereinander; ob die Hebung heute noch fortdauert, ist unbestimmt. Eine Hebung hat seit der Eiszeit überhaupt das ganze arktische Gestade Russlands erfahren. Wir erwähnten schon, dass das Eismeer zur Zeit der Yoldia-See mit der Ostsee zusammenhing. Die Ablagerungen dieses Meeres reichen bis zum Quellgebiet der Dwina. In Sibirien sind marine Schichten dieser Zeit am untern Obj und Jenissei bekannt. Auch die arktischen Inseln wie Nowaja-Semlja, Franz Josefs-Land und Spitzbergen zeigen hohe Strandterrassen, besonders schön aber Grönland, wo sie in der Polarisbai die gewaltige Höhe von 600 *m* erreichen sollen. Für den Süden von Grönland ist ein Wechsel in der Richtung der Bewegung verbürgt. Im Igalljko-Fjord zeigen sich hoch an den Wänden alte Strandlinien, während ein im Wasser stehendes Gebäude eine in den letzten Jahrhunderten stattgefundene Senkung verrät. In Grinnellland finden sich Strandlinien in 300 *m* Höhe. Für das Küstengebiet von Nordamerika südlich des Lorenzstromes und -Golfs konnte de Geer Isanabasen konstruieren; für Montreal erhielt er eine Hebung um 140 *m*, während die Isanabase von 0 *m* über New-York, die Landenge von Neu-Schottland und die Südspitze von Neu-Fundland der Küste entlang zieht.*) Die Strandlinien gehen ohne weiteres in die Terrassen der großen kanadischen Seeen über, die sonach in jener Zeit, wenigstens z. T., einen gewaltigen Meeresgolf bildeten. Dabei liegen die Strandlinien an der Südseite der Seeen tiefer als an der Nordseite, so dass auch hier der Betrag der Hebung nach Norden hin zunimmt. Auch an der Westküste Nordamerikas treten uns im Norden bis zur Vancouver-Insel herab Spuren einer seit der Eiszeit erfolgten Hebung entgegen. So kehrt überall in den Gebieten höherer nördlicher Breiten eine Hebung wieder. Bemerkenswerterweise gilt das auch von der Südhemisphäre. Strandlinien erscheinen in Feuerland an der Südspitze von Südamerika. Sie steigen an der atlantischen Küste von Montevideo nach Süden zu immer höher empor, bis sie eine Höhe von 100 *m* erreichen. An der pacifischen Küste sind zahllose Terrassen bis nach Peru zu finden; unter dem Wendekreis liegen Muschelbänke, deren Alter jedoch unbestimmt ist, in 500 *m* Höhe. Es fehlen leider hier wie überhaupt in den niedrigen Breiten ausgedehnte Ablagerungen von Gletschern der letzten Eiszeit, die im Norden einen so bequemen Horizont für die Altersbestimmung bieten. Das gilt auch von Strandlinien an der Südspitze von Australien und von Afrika. Ob sie alle der Postglacialzeit angehören, ist noch fraglich.

So zahlreiche bestimmte Anzeichen über Strandverschiebungen wie in den höheren Breiten haben wir zwischen 50° N und 30° S nicht. Eine Bewegung der Küste von Mitteleuropa findet heute jedenfalls nicht mehr

*) Gerade von dieser Küste sowie der weiter nach Süden folgenden werden auch Spuren der Senkung angeführt, so dass auch hier ein Wechsel in der Richtung der Strandverschiebung festgestellt ist wie für Skandinavien.



statt; die Ostseeküste Deutschlands scheint, wie wir schon erwähnten, von der heutigen skandinavischen Hebung verschont zu sein. Das Verhalten der Küste der Nordsee dürfte ähnlich sein, während am Kanal sichere Spuren von Senkungen vorliegen. Auch im Mittelmeer treffen wir wieder Bewegungen, die sicher bezeugt sind und zwar für die historische Zeit. Eine Reihe von ihnen sind allerdings nicht als echte Strandverschiebungen zu bezeichnen; sie treten inmitten von Vulkangebieten auf und dürften auf ein Andrängen oder Zurückweichen des Magmas in der Tiefe zurückzuführen sein. Sie unterscheiden sich, wie Suess treffend bemerkt, durch ihren rhapsodischen Charakter deutlich von den eigentlichen Strandverschiebungen. Von der Hebung der vulkanischen Insel Pantellaria sprachen wir schon Seite 123. In einer rapiden Hebung, die nach Emmons rund 1 *m* im Jahr beträgt, ist Palmarola, eine der vulkanischen Ponza-Inseln westlich von Neapel, begriffen. Berühmt ist der Serapistempel zu Pozzuoli am Golf von Neapel, der mit samt seiner vulkanischen Umgebung mannigfache vertikale Bewegungen ausgeführt hat. Noch im Jahr 205 n. Chr. war er unversehrt, wurde aber dann bis zu einer Höhe von 3½ *m*, an den Säulen gemessen, verschüttet. Hierauf geriet er allmählich durch eine Senkung unter den Meeresspiegel, so dass seine Säulen, so weit sie nicht vergraben waren, von Bohrmuscheln angegriffen wurden. Im 16. Jahrhundert erfolgte dann eine Hebung über das Niveau des Meeres. Heute soll wieder eine Senkung im Gange sein. Senkungen werden aus der Umgebung von Venedig berichtet, von Suess jedoch auf lokale Sackungen des Bodens zurückgeführt. Auch für Dalmatiens Küste dürfte eine allgemeine Senkung feststehen, wenn sie auch jüngst von Hilber bestritten worden ist. Hilber nimmt nur örtliche Senkungen an, die er auf Einsturz von Höhlen zurückzuführen geneigt ist, wie sie in jenen Gegenden so häufig sind; so dürfte die seit 679 verschollene und 1890 bei Rovigno am Grunde des Meeres in 26 *m* Tiefe wieder aufgefundene Insel und Stadt Cissa durch eine örtliche Senkung unter den Meeresspiegel geraten sein. Eine deutliche Hebung hat dagegen seit dem Altertum der künstliche Hafen von Phalasarna an der Ostküste von Kreta erlitten, der 7 *m* über dem Meeresspiegel liegt.

Begeben wir uns in die tropische Zone, so treffen wir hier mehrfach über den Meeresspiegel geratene recente Korallenriffe, also sichere Spuren einer Hebung. Andererseits werden die jäh abfallenden Koralleninseln der Südsee nach dem Vorgang Darwins und Danas als Symptome einer Senkung des Meeresgrundes gedeutet, eine Anschauung, die allerdings heute von verschiedenen Seiten bekämpft wird, aber doch noch in mancher Beziehung die beste Erklärung giebt. Für die westindische Insel Sombrero ist ein mehrfacher Wechsel von Hebung und Senkung für die geologische Gegenwart dargethan.

Überblicken wir, indem wir von den vulkanischen und den plötzlich bei Erdbeben erfolgten Strandverschiebungen (siehe oben Seite 140) absehen, die Gesamtheit der Erscheinungen, so fällt zunächst das außer-

ordentliche Überwiegen der Hebungen auf; das dürfte sich jedoch nur durch ihre leichtere Nachweisbarkeit erklären. So wissen wir denn heute noch nicht, ob Hebungen und Senkungen einander kompensieren oder nicht. Eine Thatsache, an der sich nicht rütteln lässt, ist dagegen, dass die Hebungen in höheren Breiten vorherrschen und hier sehr viel häufiger sind, als in niederen. Ihr Betrag wechselt dabei deutlich von Ort zu Ort; besonders groß ist er in den Centren der alten diluvialen Gletschergebiete, so in Skandinavien, in Grönland und in Labrador. Die Grenzen der gehobenen Gebiete fallen oft ungefähr mit den Grenzen der alten Vereisungen zusammen. Doch hat sich die Hebung seit der Eiszeit nicht kontinuierlich vollzogen, sondern ist von Stillständen und sogar von Senkungen unterbrochen gewesen. In den niederen Breiten dominieren, wie die mächtigen Koralleninseln zeigen, Senkungen; aber daneben treffen wir doch auch gehobene Korallenbänke, so dass der Sinn der Bewegung nicht überall gleich ist. Alle diese Hebungen und Senkungen vollziehen sich sehr langsam.

Ursachen der Strandverschiebungen. Schon früh forderte die Beobachtung der Strandverschiebungen zu Erklärungsversuchen heraus, deren seit der ersten Feststellung der Hebung Schwedens eine ganze Reihe aufgestellt worden sind. Eigentümlich berührt es uns, wenn wir die gesamte Reihe der verfochtenen Theorien und die mannigfachen Schwankungen derselben überblicken. Im vorigen Jahrhundert hatte die Anschauung durchaus die Überhand, dass das Meer als das Unbeständige sinke, das Land aber seine Lage nicht verändere (Celsius, Nordenankar). Anfang dieses Jahrhunderts wurde diese Theorie vollkommen durch die genau entgegengesetzte verdrängt: Playfair und nach ihm Leopold von Buch und Lyell erklärten den Meeresspiegel für stabil und das Land für beweglich. In den 80-er Jahren suchte dann Suess wieder alle ausgedehnten Hebungen auf ein Sinken des Meeres zurückzuführen; er fand manche Anhänger, wenn auch die Hebungstheorie sich daneben durchaus hielt. Die letzten Jahre verhalfen dann der letztern abermals zum Sieg.

Vollkommen konstant ist der Meeresspiegel allerdings nicht; eine Reihe von Vorgängen arbeiten stets darauf hin, seine Lage zu verändern. Unter ihrem Einfluss beschreibt er einerseits allgemeine, sogenannte eustatische Bewegungen (Suess), die an allen Küsten den gleichen Sinn und den gleichen Betrag haben, andererseits zonale und regionale Bewegungen, bei denen einem Steigen in einer Region ein Sinken in einer andern entspricht.

Allgemeine Bewegungen treten ein, sobald die Wassermenge im Weltmeer sich ändert. Eine Bindung von Wasser auf dem Lande, sei es in Form von Eis, sei es als Ausfüllung abflussloser Becken, lässt das Meer sinken. So stand nach Penck zur Eiszeit, als ungeheure Eismassen auf dem Lande lagerten, das Meer mindestens 150 *m* tiefer als

heute. Eine Reihe von chemischen Prozessen, die sich an der Erdoberfläche abspielen, so die Hydratisierung der Eruptivgesteine, entzieht gleichfalls dem Weltmeer dauernd Wasser. Da jedoch durch die Vulkane fortwährend Wasserdampf aus den tieferen Schichten der Erde an die Oberfläche gebracht wird, dürften Wasserentziehung und Wasserzufuhr einander heute ungefähr die Wage halten.

Ganz ebenso wie eine Änderung der Wassermenge wirkt auch jede Veränderung der Gestalt des Meeresbeckens. Jedes Einsinken des Bodens verursacht ein allgemeines Sinken des Meeres, jede Hebung ein allgemeines Ansteigen und zwar an allen Punkten um den gleichen Betrag. Auch die Aufschüttung des Meeres mit Sedimenten wirkt in gleicher Weise, wenn auch der Effekt erst im Lauf sehr langer Zeiträume merkbar werden kann.

So gewiss all' diese Vorgänge sich abspielen, so ist doch heute eine allgemeine Bewegung des Meeresspiegels aus den Beobachtungen an den Küsten nicht rein zu erkennen; nur für das Ansteigen des Meeres, dass im Gefolge des Schmelzens der Gletscher am Schlusse der Eiszeit eingetreten sein muss, glaubt Penck sichere Beweise darin zu finden, das unter den Küsten die gebuchteten so sehr dominieren, die als z. T. unter den Meeresspiegel geratene Formen der Landoberfläche zu deuten sind. Auch die Formen des Bodens der Flachsee sprechen nach ihm für eine am Schluss der Eiszeit eingetretene allgemeine Hebung des Meeresspiegels um 150—200 *m*. In der Umgebung der alten Gletschergebiete sowie auch sonst an manchen Punkten werden diese sicher vorhandenen allgemeinen Bewegungen in ihrer Wirkung auf den Verlauf der Küste durch andere Vorgänge verschleiert.

Neben den allgemeinen können auch zonale Bewegungen des Meeresspiegels auftreten. Es muss jede Änderung der Rotationsgeschwindigkeit der Erde eine Änderung der Abplattung des Meeresspiegels hervorrufen, eine Verlangsamung ein Sinken des Wassers in der äquatorialen Region und ein Steigen in hohen Breiten, eine Beschleunigung das umgekehrte. So möchte Suess in einer Beschleunigung der Rotation die Ursache des Überwiegens der Hebungen in höheren und hohen Breiten und der Senkungen in niederen Breiten sehen. Allein dem gegenüber muss doch hervorgehoben werden, dass der Betrag der Hebung, der nach der Theorie auf dem gleichen Breitenkreise gleich sein und polwärts immer mehr zunehmen sollte, thatsächlich von Ort zu Ort sich ganz unregelmäßig ändert und z. B. für die Postglacialzeit auf den nördlichsten Inseln Norwegens nur 28 *m* beträgt, in der Mitte von Norwegen dagegen über 200 *m*. Die Erscheinungen sprechen also nicht für die Theorie, ganz abgesehen davon, dass für eine erhebliche Bewegung dieser Art eine sehr merkliche Änderung der Rotationsgeschwindigkeit angenommen werden müsste. Eine zonale Bewegung des Meeresspiegels würde auch aus einer Verlagerung der Erdachse resultieren. Solche Verlagerungen können durch Veränderung der Verteilung der Massen auf der Erde

entstehen und werden für die Eiszeit von Penck angenommen. Doch lässt sich ein Einfluss auf die relative Lage von Meeresspiegel und Land aus den Beobachtungen nicht nachweisen.

Endlich sind auch regionale Bewegungen des Meeresspiegels möglich. Wie in der ersten Abteilung ausführlich dargestellt worden ist, ist die Meeresoberfläche eine Niveaufläche (Geoidfläche), die sich an jedem Punkt senkrecht zur Resultierenden aller auf sie einwirkenden Kräfte d. h. senkrecht zur Schwerkraft einstellt. Jede Veränderung der Lage der Massen in der Erde, vor allem derjenigen in unmittelbarer Nähe der Erdoberfläche wirkt nun auf die Richtung der Schwerkraft ein: die Lotlinie wird aus ihrer Stellung etwas abgelenkt; der Meeresspiegel muss folgen und daher eine Strandverschiebung eintreten. Überall, wo Massen angehäuft werden, muss eine Erhebung des Meeresniveaus stattfinden, wo dagegen Massen fortgenommen werden, eine Senkung. Zöppritz lenkte die Aufmerksamkeit darauf, nachdem bereits Croll gezeigt hatte, dass in der Eiszeit die Ansammlung großer Eismassen in höheren Breiten durch Attraktion eine erhebliche Hebung des Meeresniveaus in ihrer Umgebung habe hervorbringen müssen; nach dem Schmelzen des Eises sei dann der Meeresspiegel in seine alte Lage zurückgekehrt, so dass das Land wieder emportauchte. Diese Meinung führte später Penck im einzelnen weiter aus. Allein H. Hergesell und E. v. Drygalski haben rechnerisch dargethan, dass der Einfluss der Eismassen nur gering gewesen sein kann und dass das Schmelzen der Gletscher in keinem Fall ein so gewaltiges Sinken des Meeresniveaus hervorbringen konnte, wie es zur Erklärung der Hebung Skandinaviens nach der Eiszeit angenommen werden müsste. Es kann den Deformierungen des Meeresniveaus durch Massenumlagerung jedenfalls nur ein kleiner Einfluss auf die Strandverschiebungen eingeräumt werden.

Nicht anders ist es mit Deformierungen, denen unabhängig von der Geoidgestalt der Meeresspiegel unterworfen ist. Nur im großen und ganzen ist nämlich der Meeresspiegel eine Niveaufläche; im einzelnen weicht er davon ab. Habituelle Unterschiede im Luftdruck z. B. müssen auf den Stand des Meeres wirken; es erhebt sich in Gebieten tiefen Druckes etwas über die Niveaufläche und senkt sich in Gebieten hohen etwas darunter. Wo Winde aus einer Himmelsrichtung vorherrschen, stellen sie den Meeresspiegel etwas schief. Ebenso wirken Unterschiede im specifischen Gewicht des Meerwassers. Daher muss an Küsten, wo das Meer durch einmündende Flüsse ausgesüßt ist, sein Spiegel etwas höher stehen als im offenen Ocean. Groß sind die dadurch verursachten Abweichungen nicht; sie gehen im nordatlantischen Ocean, wie Mohn theoretisch gezeigt hat, nicht über 1 *m* hinaus. Das gleiche ergiebt sich aus den Präcisions-Nivellements, die zwischen europäischen Küstenpunkten ausgeführt worden sind und die Höhe der Mittelwasser zu vergleichen gestatten; die größte beobachtete Differenz ist noch nicht 40 *cm*. Nun sind alle auf eine Abweichung des Meeresspiegels von der Niveaufläche

hinarbeitenden Faktoren, Luftdruck, Wind und Salzgehalt, langjährigen Schwankungen unterworfen, die als Folge der oben (Abteilung I S. 226) erwähnten Schwankungen des Klimas auftreten. Diese Schwankungen verursachen regionale Bewegungen des Meeresspiegels, die aber naturgemäß noch kleiner sind, als die oben erwähnten größten bestehenden Abweichungen vom Geoid und über wenige Decimeter nicht hinausgehen. Trotzdem machen sie sich in den Pegelbeobachtungen an der Küste geltend. So konnte ich zeigen, dass die von Bouquet de la Grye auf Grund der Beobachtungen der Jahre 1860 bis 1885 behauptete Senkung der französischen Küste bei Havre und Cherburg sich einfach auf eine leichte Hebung des Wasserstandes zurückführt, die durch die zunehmende Aussüßung des Kanals infolge der vermehrten Wasserführung der Seine verursacht war. Genau ebenso steht es mit der von Paschen behaupteten Hebung der deutschen Küste bei Wismar 1849 bis 1866; die Ostsee erfährt in Folge der Klimaschwankungen einerseits als Ganzes bald eine Hebung, bald eine Senkung, dann aber besonders an ihren Küsten kleine Deformierungen. Allein auf solche Vorgänge, eine ursprüngliche Hebung und Schiefstellung des Ostseespiegels und eine nachfolgende allmähliche Entleerung das Emportauchen Schwedens zurückzuführen, wie das Suess versucht, geht nicht an. Gerade an der Hand der schwedischen Pegelbeobachtungen konnte ich vielmehr zeigen, dass die infolge der 35-jährigen Klimaschwankungen auftretenden Schwankungen des Ostseespiegels mit der Hebung Schwedens interferieren. Die Wasserstände fallen fortwährend; doch macht sich in den Zeiten zunehmenden Regenfalls eine Verlangsamung dieses Fallens, ja einige Mal infolge des Ansteigens der Ostsee in der regenreichen Zeit eine ganz vorübergehende rückläufige Bewegung geltend.

So steht es denn fest, dass weder allgemeine, noch zonale, noch regionale Bewegungen des Meeresspiegels alle beobachteten Hebungen und Senkungen erklären können. Zwar kommen solche Bewegungen vor*), allein sie halten sich nur in engen Grenzen. Alle heute sich vollziehenden nichtvulkanischen Strandverschiebungen können sich im wesentlichen nur auf Bewegungen des Landes zurückführen — sie sind der Ausdruck von Krustenbewegungen.

Krustenbewegungen der geologischen Vergangenheit.**)

Langsam und allmählich vollziehen sich meist die Krustenbewegungen, so dass sie mit ganz wenigen Ausnahmen erst innerhalb längerer Zeiträume eine sichtbare Verschiebung der Schichten ergeben. Wir haben

*) So vor allem die allgemeine Hebung des Wasserstandes am Schluss der Eiszeit.

**) Die Gesamtheit der Erscheinungen, die wir hier nach Penck als Krustenbewegungen der geologischen Vergangenheit zusammenfassen, hat man oft mit dem Wort Gebirgsbildung bezeichnet. Allein dieser Ausdruck ist wenig glücklich, weil er, wörtlich genommen, die gewaltigsten Bewegungen der Erdkruste, die zur Herausbildung des Gegensatzes von Ocean und Kontinent führten, nicht inbegreift.

oben nur ein paar Fälle anführen können, wo direkt vor den Augen des Menschen eine Dislokation entstand. Aber selbst die größten dieser Verschiebungen gehen über wenige Meter nicht hinaus und sind daher dem Betrag nach immer noch verschwindend klein im Vergleich zu den gewaltigen Krustenbewegungen, von denen uns der Bau der Erdrinde erzählt. Jede Verwerfung und jede Falte ist uns ein sicheres Zeichen für eine in der Vergangenheit erfolgte Krustenbewegung; wir können sogar den geologischen Zeitpunkt angeben, in dem sie stattfand. Schon weniger sicher lassen sich die Art und Weise der Bewegung und die sie verursachenden Kräfte erkennen und über die absolute Geschwindigkeit, mit der sie erfolgte, wissen wir leider nichts. Wenn wir in dieser Weise aus den Dislokationen auch lange nicht genug erfahren, um uns ein ganz zuverlässiges Bild von den erfolgten Krustenbewegungen zu machen, so erfahren wir doch immer noch weit mehr, als aus den Beobachtungen der Erdbeben und der Strandverschiebungen der Gegenwart. So kommt es, dass sich die Lehre von den Krustenbewegungen, so weit sie die Art und Weise des Vorganges betrifft, hauptsächlich auf unsere Kenntnis vom Bau der Erdrinde stützt. Nur sobald es sich um Feststellung der absoluten Geschwindigkeit handelt, sind wir ganz auf die Gegenwart angewiesen, weil uns für die geologische Vergangenheit absolute Zeitmaße nicht zur Verfügung stehen.

Entstehung der Dislokationen. Die Gesamtheit der Dislokationen lässt sich nach ihrer Entstehung in zwei allerdings nicht vollkommen scharf geschiedene Gruppen teilen; die einen führen sich vorwiegend auf vertikale Bewegungen der Kruste zurück, die anderen sind durch horizontale Bewegungen entstanden. Für jene müssen wir vertikal oder, wenn wir den Ausdruck auf die Kugelgestalt der Erde beziehen, radial wirkende Kräfte als Ursache annehmen, für diese horizontal oder tangential wirkende.

Am klarsten zeigt sich das Walten vertikaler Kräfte an den Verwerfungen: der eine Flügel ist in vorwiegend vertikaler Richtung gegen den andern verschoben. Auf vertikale Kräfte führt sich wohl auch im wesentlichen die Entstehung der Flexuren zurück, nur dass hier der Zusammenhang der Schichten nicht unterbrochen worden ist. Von horizontal wirkenden Kräften zeugen dagegen die Blattverschiebungen, desgleichen die Überschiebungen an flach geneigten Überschiebungsflächen. Naturgemäß kommen auch alle Zwischenrichtungen vor, d. h. es kombinieren sich häufig vertikale und horizontale Bewegungen; besonders gilt das von den echten Verwerfungen, die oft zugleich Blattverschiebungen sind.

Nicht so klar wie bei den verschiedenen Arten von Verwerfungen ist die Art der Bewegung, die zur Herausbildung von Falten führt. Eine Falte kann durch eine vertikale Kraft entstehen, die eine Hebung des Gewölbes oder eine Senkung der Mulde verursacht. Aber auch eine horizontale Kraft kann Falten erzeugen, indem sie die Schichten seitlich



zusammenpresst; sie weichen dabei nach oben aus und legen sich so in eine oder mehrere Falten. Wenn auch a priori beide Entstehungsarten möglich sind, so ist man doch heute darüber einig, dass für alle Falten von beschränkter Breite nur die tangentiale Kraft in Betracht kommt. Anders ist es mit der Entstehung großer, sehr flacher Falten, die eine im Vergleich zu ihrer Breite verschwindende Höhe haben, den Aufwölbungen oder Geoantiklinalen und den Geosynklinalen; sie dürften wenigstens zum Teil als das Resultat echter vertikaler Bodenbewegungen aufzufassen sein.

Bei jeder Falte nehmen die Schichten nach erfolgter Faltung eine kleinere Grundfläche ein als vorher; das gilt auch von allen Überschiebungen. Die Schichten sind hier durch Druckkräfte zusammengestaut worden. Anders bei den Verwerfungen. Erinnern wir uns daran, dass bei den normalen Verwerfungen mit geneigter Verwerfungsfläche der hangende, über der Kluft befindliche Flügel stets im Vergleich zum liegenden abgesunken ist (vergl. Fig. 9, S. 35), so erkennen wir sofort, dass zwei in dieser Weise gegen einander verworfene Schollen immer einen größeren Flächenraum einnehmen als vorher; es sind also Zugkräfte in Thätigkeit gewesen.

Über die Kräfte, die die vertikalen und die horizontalen Bewegungen verursacht haben, können wir mit Sicherheit nur wenig aussagen. Allgegenwärtig ist auf der Erde die vertikal von oben nach unten wirkende Schwerkraft; ihr muss ohne Frage eine große Zahl, wenn nicht die erdrückende Mehrheit der vertikalen Krustenbewegungen, der Verwerfungen und Flexuren, auf Rechnung gesetzt werden. Es dürfte meist der relativ gesunkene Flügel wirklich der bewegte gewesen sein. Vertikal von unten nach oben wirkende Kräfte von der Allgemeinheit der Schwerkraft kennen wir dagegen nicht. Desgleichen sind uns selbständige horizontal wirkende Kräfte nicht bekannt; wir schließen auf ihre Existenz erst aus den Dislokationen.

Versuchen wir, nach dem wir uns über die Bedeutung der Einzelerscheinungen klar geworden sind, deren Anordnung auf der Erdoberfläche zu überblicken. Wir folgen dabei vielfach Eduard Suess, dessen geniale Darlegung der Strukturlinien der Erdkruste, wie sie sich im Antlitz der Erde äußern, im großen und ganzen bestätigt worden ist, wenn auch in manchen Einzelheiten Ergänzungen und Berichtigungen erfolgt sind und einige theoretische Deutungen von verschiedenen Seiten bekämpft werden.*) Nach dem Auftreten der Dislokationen haben wir schon früher mehrere Strukturtypen des Landes unterschieden. In manchen Gegenden besteht die Erdkruste aus zur Tiefe gebrochenen Schollen, vergleichbar der eingebrochenen Eisdecke eines ausgelassenen Teiches

*) Wir nennen hier zwei fundamentale Werke über Krustenbewegungen:

Albert Heim: Untersuchungen über den Mechanismus der Gebirgsbildung. Basel 1878. Beschäftigt sich speciell mit der Entstehung der Faltengebirge.

Eduard Suess: Das Antlitz der Erde. Bd. I, Wien 1883 und 1885. Bd. II 1888. Bd. III steht heute (Mitte 1896) noch aus.



— das sind die Schollenländer. In anderen Gegenden gleicht sie einem zu Fels erstarrten, wellenbewegten Meer — das sind die Faltenländer. Wieder in anderen Gegenden endlich ist die Erdkruste verbogen; sie hat sich gleichsam geworfen, wie sich die Bretter eines Fußbodens werfen — das sind die Verbiegungsländer. Jeder dieser Strukturtypen führt sich auf bestimmte Arten von Krustenbewegungen zurück.

Krustenbewegungen in Schollenländern. Der wichtigste Vorgang bei der Herausbildung der Tektonik der Erdkruste ist das Absinken größerer und kleinerer Schollen an Bruchlinien zur Tiefe; er übertrifft an Bedeutung bei weitem die Faltung. In ausgezeichneter Weise lässt sich die Art dieses Vorgangs am mittelländischen Meer erkennen, das sich aus einer Reihe der schönsten Kesselbrüche zusammensetzt, über deren Bildung uns besonders die Untersuchungen von Neumayr aufgeklärt haben. Noch in der Pliocänzeit nahm hier das Land weite Flächen ein, die heute vom Meer bedeckt sind. Im Osten existierte das ägeische Meer noch nicht; ausgedehnte Süßwasserbildungen auf Kreta, wie sie nur auf einer großen Landfläche zur Ablagerung kommen konnten, ergeben das sogar noch für einen Teil der Diluvialzeit. Später erst sank an einem gewaltigen Netz von Bruchlinien mehr oder minder kesselförmig die Erdkruste zur Tiefe. Die Abstürze der Inseln sind zum Teil heute noch so furchtbar steil, dass man ihre Bildung unmittelbar auf Bruchlinien zurückführen möchte. So entstanden durch Einbruch die verschiedenen mannigfach gestalteten tiefen Becken des ägeischen Meeres. Auch in der Adria fanden große Einbrüche statt, desgleichen im westlichen Mittelmeer. Die Absenkungen ließen mehrfach neue Meere entstehen, die heute mehr als 3000 *m* tief sind. Es handelt sich also um ganz junge, aber sehr bedeutende Dislokationen. Dem gleichen Vorgang begegnen wir in der Sundawelt, wo die prachtvollen Becken der Sulusee, der Celebessee und der Bandasee wahre Muster von Kesselbrüchen darstellen, desgleichen in Westindien. Aber alle diese Einbrüche in den Mittelmeeren sind doch nur winzig klein im Vergleich zu den weit ausgedehnten Senkungen, die im Laufe der Erdgeschichte den Gegensatz zwischen den Kontinenten und dem Weltmeer ausbildeten. Leider birgt sich allerdings gerade die Zone, wo wir die mächtigen Bruchlinien suchen müssen, an denen sich Kontinente und Oceane schieden, meist unter dem Meer, da dieses die wie Blöcke sich aus den Tiefen des Oceans erhebenden Kontinente randlich überflutet. Trotzdem ist man heute darüber ziemlich einig, dass wir im Weltmeer zur Tiefe gebrochene Teile der Erdkruste vor uns haben, wenn auch über die Zeit des Einbruchs und damit über das Alter der Oceane gestritten wird.

Bei allen geschilderten Vorgängen muss als treibende Kraft die Schwerkraft angesprochen werden; es handelt sich, wie Suess betont hat, um echte Senkungen. Allein es sind in Ländern, die heute Schollenländer sind, auch Bewegungen entgegen der Schwerkraft, also Hebungen

vorgekommen. So haben Powell und Dutton die hohe Lage der aus verhältnismäßig wenig gestörten Schichten bestehenden Schollenländer des nordamerikanischen Westens durch eine Hebung erklärt. Auch das Felsengebirge soll an einem großen Randbruch gegen die Prairietafel gehoben worden sein. Diller und Le Conte nehmen gleichfalls eine Hebung an; nachträglich brach dann zwischen der Sierra Nevada und dem Felsengebirge das Gebiet des Großen Beckens in mächtigen Blöcken zur Tiefe. Doch liegen die Schollen noch immer viel höher als vor der Hebung; sie bieten in ihrer Anordnung vielleicht das schönste Bild eines zusammengebrochenen Tafellandes (Fig. 69). Wollte man die hohe Lage dieses Schollenhochlandes mit Suess als Folge der Senkung der Umgebung auffassen, so müsste man eine posteocäne Senkung um 10 *km* und eine entsprechende Verkürzung des Erdradius annehmen, was überaus unwahrscheinlich ist. Am Vorkommen von Hebungen in Schollenländern halten auch v. Richthofen, de Lapparent, Löwl u. A. fest. De Lapparent erklärt die Entstehung von Horsten, wie es Schwarzwald und Vogesen sind, derart, dass sich durch Hebung von unten eine flache, ausgedehnte Aufwölbung bildete*); dabei rissen, besonders in der Nähe des

Fig. 69.



Struktur des Großen Beckens.
(Nach J. C. Russel.)

Scheitels, Spalten auf, so dass die Kruste in Schollen zerlegt wurde, die dann zum Teil zur Tiefe sanken, während Schwarzwald und Vogesen stehen blieben. Ähnliches nimmt Löwl an; doch hält er beide Vorgänge für zeitlich getrennt: erst Entstehung der Aufwölbung und später Einbruch derselben. In der That hat diese Erklärung manches für sich. Wenn auch in dieser Weise das Auftreten von Hebungen in Schollenländern nicht geleugnet werden kann, so dürften sie als Ausdruck von Verbiegungen der Erdkruste dem Absinken in Schollen vorausgegangen sein. Sie ändern daher an der von Suess betonten Thatsache nichts, dass das Absinken in den Schollenländern bei weitem der wichtigste Vorgang ist.

Dass in Schollenländern neben vertikalen, vorwiegend im Sinne der Schwerkraft gerichteten Kräften auch horizontale Zugkräfte ins Spiel treten, zeigt Afrika. Ein markanter Zug im Antlitz der Erde ist nach Suess der einheitliche Bau des ganzen Gebietes von Syrien im Norden bis zum Sambesi im Süden (Fig. 70). Das herrschende tektonische Motiv ist der Graben. Inmitten der alten, auf dem Boden des centralen Afrika vorwiegend von archäischen Gesteinen zusammengesetzten Plateaus sind

*) Siehe über Verbiegungen der Kruste unten.

gewaltige Spaltungen gebildet worden, in denen zum Teil leistenförmige Schollen zur Tiefe gebrochen sind; riesige vulkanische Ergüsse begleiteten die Bewegung. Einen gewaltigen Graben bildet das Rote Meer; er teilt sich nach Norden in den schmalen Graben des Golfs von Suez und in den des Golfs von Akaba, der über das Ghor zum Toten Meer und weiter, sich mehrfach zersplitternd, in die Bekaa zieht und bei Antakie endigt. Gegen Süden hin lenkt der Graben unter rechtem Winkel in den Golf von Aden ab. Ein Arm aber setzt sich dem Ost- und Südostabfall des Hochlands von Habesch folgend und sich bald stark verschmälernd, zum Rudolfsee, dann über den Baringosee und Manjarasee, westlich vom Kilimandscharo, bis nach Ugogo und weiter, nach einer kurzen Unterbrechung, zum Nyassasee und bis zum Schire fort. Suess hat einen Teil dieses Grabens den «Großen afrikanischen Graben» genannt. In der That liegt hier vielleicht eine der größten Dislokationsreihen unseres Erdballs vor, die allerdings heute nur z. T. streng geologisch, auf weite Strecken aber nur auf Grund der orographischen Verhältnisse konstatiert ist. Die Gräben erstrecken sich ungefähr in meridionaler Richtung über volle 5000 *km*. Weiter westlich zieht, etwa parallel, ein Graben vom Albertsee über den Albert-Edwardsee, den Tanganjika und den Leopoldsee wieder zum Nyassasee. Daneben finden sich noch mehrere kleine Gräben von beschränkter Ausdehung, teils als Abzweigungen von den Hauptgräben, teils mehr selbständig.

Fig. 70.



Die afrikanischen Gräben (nach Suess.)
Die Gräben sind schraffiert und, soweit sie mit Wasser erfüllt sind, schwarz.

Trotz einer gewissen Einheitlichkeit im großen zeigen sich im einzelnen Unterschiede zwischen den verschiedenen Stücken der gewaltigen Dislokation. Bald bildet sie nur einen Sprung oder ein Bündel von Verwerfungen wie in Syrien, bald einen Sprung mit einseitigem Absinken wie am Toten Meer oder südlich vom Manjarasee; dann erscheint sie wiederum in Form eines echten Grabens, wie am Roten Meer oder in Form eines gegen die Oberfläche zersplitterten Bruches mit ungleich versenkten und zu einem gemeinsamen Graben vereinigten Schollen, wie westlich vom Kilimandscharo». Zur Seite des Grabens hebt sich das alte Plateau meist steil, oft geradezu mauerartig heraus; der Abfall hat eine Höhe bis zu

3000 *m*. Berücksichtigt man noch die Tiefe des Tanganjika, so muss man hier auf einen Einbruch von wenigstens 4—5 *km* schließen. Diese Riesenbrüche sind z. T. sehr jung. In Syrien sind noch pliocäne Schichten von ihnen durchschnitten, an mehreren anderen Stellen junge Basaltlaven. Älter ist der Graben des Roten Meeres und noch unsicher das Alter der afrikanischen Gräben. Überhaupt darf man wohl nicht an eine gleichzeitige Entstehung aller Gräben denken. Doch waren in der Diluvialzeit, wenigstens in der letzten Eiszeit, alle Gräben schon vorhanden, da die abflusslosen Seeen in ihnen diluviale Uferterrassen hoch über dem heutigen Wasserstand zurückgelassen haben.

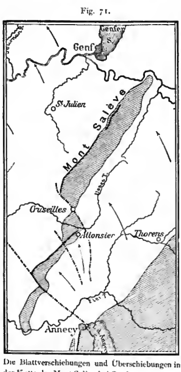
Wie die Vorgänge bei der Bildung dieser ungeheuren Spalten waren, wissen wir im einzelnen nicht. Aber im großen Ganzen hat E. Suess ohne Frage Recht, wenn er als Ursache horizontale Spannungen in der Erdkruste annimmt, einen Zug, dessen Richtung senkrecht auf der Richtung der Spalten stand. Die Spannung wurde durch das Aufreißen der Spalten ausgelöst. Beim Aufreißen wurden die Ränder oder Lippen der Spalten gleichsam wulstförmig emporgetrieben. Von ihnen brachen rechts und links Massen ab, die bald als mehrfach geborstene, bald als zusammenhängende leistenförmige Schollen in die Gräben stürzten. Aus den Spalten heraus aber quollen mächtige vulkanische Ergüsse.

Krustenbewegungen in Faltenländern. Während wir abgesunkene Krustenteile und desgleichen gehobene Schollen von ganz verschiedener Gestalt, bald von länglicher, bald von mehr rundlicher, kennen, herrscht bei den Faltengebieten durchaus die Längserstreckung vor. Eine deutliche Längserstreckung hat das Faltengebiet der Alpen, desgleichen das der Karpaten, der Appalachien u. s. w. Die Runzelung ergreift immer längliche und in der Regel nicht geradlinige, sondern leicht geschwungene Streifen der Erdkruste. Die Bewegungen, die dabei auftreten, sind komplizierter als in den Schollenländern. Kein Wunder daher, dass die Diskussion über die Entstehung der Faltengebicte besonders lebhaft geführt wird.

Wir erwähnten schon, dass die Falten der Faltenländer durch tangentiale und nicht durch vertikale Kräfte entstanden sind. Das ist allerdings erst ein Ergebnis der letzten Jahrzehnte und noch gar nicht weit zurück liegt die Zeit, wo man sich die Faltengebirge durch eine Hebung von unten gebildet dachte. Nach dem Vorgang von Alexander von Humboldt, Leopold von Buch, Elie de Beaumont u. A. glaubte man in den mächtigen Massen plutonischer Gesteine (heute Tiefengesteine genannt), den sogenannten Centralmassiven, die in vielen Faltengebirgen, so vor allem in den Alpen, auftreten, die Ursache der Erhebung der Gebirge sehen zu müssen. Diese Gesteine sollten bei ihrem durch vulkanische Kräfte bewirkten Emporsteigen einen gewaltigen Druck nach oben und gleichzeitig bei ihrem Durchbruch einen Seitendruck ausgeübt haben, durch den die auf- und anlagernden Schichten bis auf

größere Entfernung von der Axe des Gebirges hin gehoben und gefaltet worden seien. Die genaue Untersuchung der Tektonik der Faltengebirge hat jedoch die Haltlosigkeit dieser Hypothese dargethan. Die Centralmassive haben sich der Gebirgsfaltung gegenüber vollkommen passiv verhalten. Die Tiefengesteine, die sie zusammensetzen, sind selbst gefaltet, wie die sie umgebenden Sedimente; auch die weitgehende Dynamometamorphose, die sie dabei erlitten haben, indem sie z. T. schieferig wurden, zeigt das. Dass keine Hebung von unten, sondern ein tangentialer senkrecht auf der Richtung der Falte stehender Schub die Falten schuf, lehrt schon das häufige Auftreten von Überschiebungen und von Blattverschiebungen in den Faltengebieten. Erstere streichen regelmäßig parallel dem Streichen der Falte, letztere dagegen senkrecht zum Streichen der Falten. Sie können nicht anders als durch horizontale Kräfte entstanden sein. Figur 71 zeigt uns die Anordnung solcher Blattverschiebungen und Überschiebungen im Jura bei Genf. Die sonst einheitliche Falte des Mont Salève ist durch mehrere Blätter zerstückelt und so verschoben worden, dass das nördlichste Stück am meisten nach NW vorspringt. Außerdem zeigen sich am Nordwestsaum Aufschiebungen (Wechsel), in der Figur durch starke Linien dargestellt.

Fig. 71.



Die Blattverschiebungen und Überschiebungen in der Kette des Mont Salève bei Genf (n. Schardt.)
(Aus Neumayrs Erdgeschichte.)

Überaus wechselnd ist die Intensität der Faltung. In manchen Faltengebieten wie z. B. im Jura Frankreichs und der Schweiz und z. T. in den Appalachien sind die Schichten nur in verhältnismäßig flache Wellen gelegt, die regelmäßig und einander kaum störend dahin ziehen. In andern Gebieten drängen sich die Falten; sie überstürzen sich, sind oft zerrissen und in Überschiebungen umgestaltet. Wie Schuppen liegen die einzelnen Schollen auf einander. Wieder an anderen Stellen z. B. am Gstellihorn im Berner Oberland (Baltzer) und am Urner See (Heim) sind die Schichten förmlich in einander geknetet, als wären sie nicht fester Fels, sondern teigartige Massen. Dabei sind sie durch

den Druck gewaltig verändert, klastische Gesteine z. B. krystallinisch geworden und massige Gesteine schieferig. Beispiele hierfür zeigen die Alpen. Sehr oft wechselt in demselben Gebirge die Intensität der Faltung. So unterscheidet Willis in den Appalachien (Fig. 72) ein Gebiet mit offenen Falten, deren Schenkel nur stumpfe Winkel bilden, im mittleren und westlichen Pennsylvanien und in West-Virginia; ferner ein Gebiet mit geschlossenen Falten, wo die Schenkel meist unter spitzem Winkel



Fig. 72.



Generalisierte Karte der Faltenzüge der Appalachien (nach Willis).
Der Südostabhang der ergänzt gedachten Antiklinalen ist durch Punktierung schattiert. Die schwarzen Linien markieren Überschiebungen.

zusammenstoßen, in den östlichen Appalachien nordwärts von 36° Breite; eines mit Falten und Überschiebungen in Tennessee und Alabama und endlich eines mit starker Schieferung als Folge des Gebirgsdruckes in Georgia und Carolina. In manchen Gegenden, z. B. im belgischen Kohlenrevier, nehmen die Überschiebungen und Aufschiebungen in einer Weise überhand, dass man eigentlich nur ein Haufwerk großer und kleiner

Schollen vor sich hat, die in der mannigfachsten Weise in einander gekeilt sind, etwa so wie vom Sturm aufeinander getürmte Eisschollen.

Mehrfach sind Versuche gemacht worden, den Betrag des Zusammenschubs zu schätzen, indem man die gefalteten Schichten wieder ausgeglättet dachte. Nach Heim bildeten die Schichten des Schweizer Jura bei Genf vor der Faltung eine Zone von 22 *km* Breite, heute nach der Faltung eine von 16.8 *km* Breite; der Zusammenschub beträgt also 25%, im östlichen Jura sogar 50%.*) Auch für die Nord- und Centralalpen der Schweiz fand Heim einen Zusammenschub von nahezu 50%. In den südlichen Alpen ist die Faltung schwächer, so dass man nach dem unten wiedergegebenen Profil von R. Zeller (Fig. 75) für die gesamten Schweizer Alpen nur einen Zusammenschub von 27% erhält.

Wie tief die Faltung in die Erdkruste eindringt, wissen wir nicht; jedenfalls aber dürfte die Mächtigkeit der gefalteten Erdkruste im Vergleich zum Durchmesser der Erde sehr gering sein. Man kann dies aus der Struktur von Nordwestschottland entnehmen, die durch Peach und Horne näher erforscht worden ist. Hier findet sich unter den gefalteten Schichten der schottischen Hochlande eine wenig gestörte Unterlage, von ihnen durch gewaltige Überschiebungen getrennt.

Eigentümlich mutet es uns an, wenn wir Gesteine in Falten, und sogar in kleine überaus komplizierte Fältelungen gelegt finden; denn Faltungen setzen einen gewissen Grad von Plasticität voraus, wie wir ihn dem starren Gestein nicht zutrauen möchten. Absolut starre Massen lassen sich nicht falten, sondern nur zerbrechen. Eine genaue Beobachtung zeigt nun freilich, dass in vielen Fällen in der That bei der Faltung eine Zertrümmerung des Gesteins erfolgte; nur der Umstand, dass es allseitig umschlossen war, hinderte es daran in ein Haufwerk zu zerfallen. Nach der Faltung trat dann aber wieder eine Verfestigung ein; die kleinen Spalten füllten sich mit Mineralien, besonders oft mit Kalkspat aus. So haben die Gesteine die Eigenschaft, sich durch Zerbrechen und nachträgliches Festwerden unter Druck verschiedenen Formen anzupassen (Plasticität mit Bruch). In manchen Fällen ist aber, wie besonders Heim betont hat, im gefalteten Gestein von solchen groben Zerteilungen nichts zu sehen, so dass man in der That dazu geführt wird, eine (wenigstens makroskopisch) bruchlose Faltung anzunehmen, wobei direkt die einzelnen kleinsten Teile gegeneinander verschoben werden. Heim nennt Gesteine in demjenigen Zustand, in dem sie ohne Bruch gefaltet werden können, latentplastisch; latentplastische Gesteine dürfen wir nur in größeren Tiefen der Erdkruste annehmen, wo ein gewaltiger Druck und gleichzeitig hohe Temperatur herrscht.**)

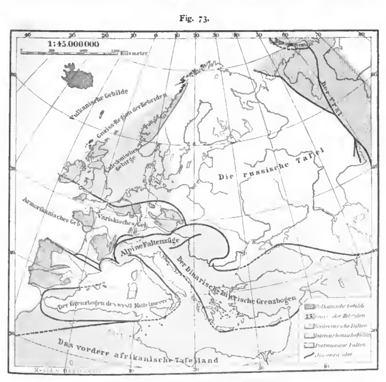
Faltungen der Erdkruste haben sich zu den verschiedensten Zeiten und an den verschiedensten Orten ereignet. In Europa (Fig. 73) fand eine Faltung schon in vordevonischer Zeit statt; es entstand durch Faltung

*) Für den mittlern (Berner) Jura fand L. Rollier jüngst 15 %.

**) Über die Dynamometamorphose der Gesteine durch Gebirgsdruck sprachen wir schon S. 23.

der Silurschichten und ihrer Unterlage im Nordwesten des heutigen Erdteils das kaledonische Gebirge, wie es Suess genannt hat. Es wurde später ganz abgetragen.*) Am Schluss der Karbonzeit bildete sich dann in Mitteleuropa durch eine erneute Faltung das armorikanische und variskische Gebirge, dessen Südrand etwa durch die Lage des heutigen Rhonelängsthals in der Schweiz sowie des Oberreussthales markiert wird. Endlich fand in der Tertiärzeit, insbesondere am Schluss der

Fig. 73.



Tektonische Karte von Europa (nach Suess).

Die Gebiete, wo die gefalteten Schichten zu Tage liegen, sind dicht schraffiert bezw. punktiert.

Miocänepoche, wieder eine gewaltige Faltung statt, die die großen Kettengebirge der Gegenwart, Alpen, Appenin, Karpaten etc. schuf. Die Faltengebiete verschiedenen Alters greifen z. T. übereinander. So ist in der ganzen Schweiz nördlich der Reuss-Rhonelinie das am Schluss der Karbonzeit gefaltete Gebiet auch von der tertiären Faltung ergriffen

*) Nur in Schottland und in Skandinavien haben sich Reste des Sockels dieses alten Gebirges erhalten.

worden. Von einer Faltung ganz verschont ist in Europa seit Beginn der paläozoischen Ära nur das weite Gebiet von Russland. Aber in vorpaläozoischer Zeit fand auch hier eine Faltung statt, die älteste, die wir in Europa kennen: die archäischen Gneise sind überall, wo sie auftreten, in Falten gelegt; diskordant liegen auf ihnen die paläozoischen Schichten. Das gilt auch vom Gneisgebiet der Hebriden, nordwestlich vom kaledonischen Gebirge.

Auch in den anderen Erdteilen haben sich zu verschiedenen Zeiten und an verschiedenen Orten Faltungsprozesse abgespielt. Doch hat es den Anschein, als wenn in gewissen Perioden auf der Erde die Kruste eine größere Beweglichkeit gehabt habe, in anderen eine geringere. So waren die Steinkohlenperiode und die Tertiärperiode in vielen Gegenden der Erde durch besonders lebhafte Gebirgsbildung ausgezeichnet. Manche Gebirge sind ebenso jung oder gar jünger als die Alpen, so der Himalaya, dessen Bildung erst nach Schluss der Pliocänzeit vollendet war, ist doch das gesamte Pliocän in die Bewegung der Schichten mit einbezogen worden, während in den Alpen das Pliocän ungestört liegt.

Alle diese Faltungsprozesse vollzogen sich innerhalb längerer Zeiträume, wie eine genaue Verfolgung der Lagerung verschiedenaltriger Sedimente zeigt. Die Faltung der Westalpen z. B. begann schon in der Eocänzeit und dauerte die ganze Oligocänzeit und Miocänzeit hindurch, um am Schluss der Miocänzeit ihre größte Stärke zu erreichen. Auch die Faltung des Himalaya erstreckte sich über einen erheblichen Teil der Tertiärperiode. Das ist sehr wesentlich: die Falten entstehen allmählich, nicht auf einen Ruck. Zu dem gleichen Schluss zwingt auch die mehrfach gemachte Beobachtung, dass größere Flüsse sich emporwölbende Falten während ihrer Bildung zu durchschneiden vermögen; bei einer plötzlichen Erhebung wäre das nicht möglich.*)

Wie die Faltung im einzelnen sich vollzieht, ist noch überaus dunkel. Erst eine sehr eingehende Kenntnis der Tektonik der Faltengebiete wird hier Aufklärung bringen. Wie weit wir heute noch davon entfernt sind, zeigt am besten die Thatsache, dass sogar über die großen Züge des am eingehendsten untersuchten Faltengebirges, der Alpen, noch weitgehende Meinungsverschiedenheiten bestehen. Eine lebhafte Diskussion knüpft sich an die Frage, ob der Schub, der die Falten in den Faltengebirgen aufstaute, von einer Seite kam, so dass also die Schichten von einer Seite her gegen ein stauendes Hindernis herangeschoben wurden, oder aber von zwei Seiten. In diesem Fall wären die Falten gleichsam an die centrale Partie des gefalteten Gebietes von beiden Seiten her herangestaut worden. Suess hat die erste Anschauung in ihren äußersten Konsequenzen ausgebaut und vertritt sie für alle Faltengebirge. Er geht dabei von der Asymmetrie aus, die sich im Bau der Faltengebirge

*) Siehe den Abschnitt über Flusswirkungen. Der gleiche Vorgang lehrt, dass auch Schollenbewegungen sich langsam vollziehen.



zeigt. Eine Reihe von Kennzeichen werden für diese Asymmetrie aufgeführt. Bei zahlreichen durch Faltung entstandenen Gebirgen fällt ihr bogenförmiger Verlauf auf; einen prachtvoll geschwungenen Bogen beschreibt der Himalaya, einen nicht minder schönen die Karpaten, die Alpen, der Appenin u. s. w. Überall haben wir hier eine konvexe Außenseite und eine konkave Innenseite des Bogens. Hand in Hand mit dieser Bogenform geht, wie schon 1860 v. Richthofen erkannte, eine ungleichmäßige Ausbildung der beiden Seiten: auf der äußern Seite des Bogens treten regelmäßige, oft stark zusammengedrängte junge Falten auf, auf der Innenseite zeigen sich dagegen unregelmäßige Einbrüche großer Gebirgsteile und als ihre Begleiter oft vulkanische Ergüsse. Als ferneres Merkmal der Asymmetrie nennt Suess, dass die Falten nach der Außenseite des Gebirges hin überliegen. In der gleichen Stellung befinden sich auch die Überschiebungen; in vielen Fällen ist der ganze Außensaum des Faltengebietes auf das Vorland hinaufgeschoben (überschobene Außenränder). Als überaus wichtiges Merkmal der Asymmetrie zeigt sich endlich oft eine asymmetrische Verteilung der Gesteinszonen in den Faltengebirgen.

Alle diese Merkmale lassen sich deutlich an den Alpen erkennen (Fig. 74 und 75). Ausgezeichnet ist zunächst in den Westalpen (westlich der Rhein-Splügenlinie) der Gegensatz ausgebildet zwischen der Sedimentzone im Norden und Westen (den Kalkalpen) und der breiten Zone krystallinischer Gesteine, die in Centralmassen angeordnet bis unmittelbar an den Südfuß, beziehungsweise Ostfuß des Gebirges herantreten.*) Dieser Gegensatz führt sich darauf zurück, dass die innere Zone weit höher emporgehoben ist als die äußere, so dass die Abtragung hier Schichten bloßlegen konnte, die in den Kalkalpen tief unter der Erdoberfläche liegen. Dann aber zeigt sich vor allem auch ein tektonischer Gegensatz: Die Schichten am Nordsaum, also an der Außenseite, sind in zahllosen Falten förmlich zerknittert; die Falten liegen nach Norden über und überwältigen gleichsam die vor ihnen liegenden Falten, die sich gegen das Vorland hin allmählich ausflächen. Die Innenseite wird dagegen von wenigen flachen Falten mit großen Brüchen gebildet.

Wenngleich vereinzelte Stimmen sich auch heute noch gegen die Asymmetrie der Faltengebirge aussprechen und gerade für Teile der Alpen, so für die Ostalpen (Bittner) und auch bis zu einem gewissen Grad für die französischen Alpen (Bertrand) die Symmetrie verfochten wird, so muss doch in der That für die Alpen als Ganzes sowie für viele andere jugendliche Faltengebirge die Asymmetrie anerkannt werden. Allein sie ist eben doch kein Gesetz, sondern nur die Regel, von der es viele Ausnahmen giebt. Es sind auch Faltengebirge vorhanden, die einen vollkommen geradlinigen Verlauf besitzen und symmetrisch gebaut

*) In den Ostalpen zeigt sich allerdings auch eine breite Sedimentzone im Süden, so dass hier dieses Merkmal der Asymmetrie versagt.



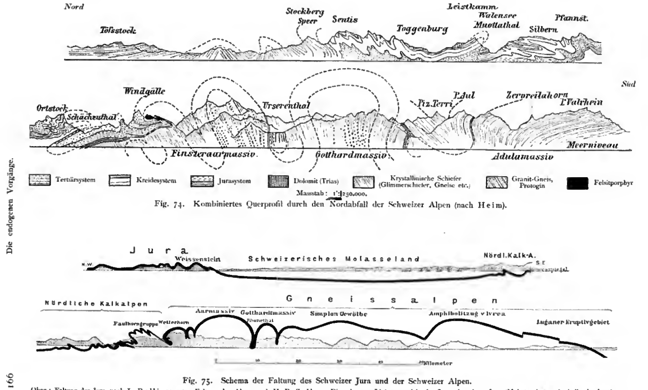


Fig. 74. Kombiniertes Querprofil durch den Nordabfall der Schweizer Alpen (nach Heim).

Fig. 75. Schema der Faltung des Schweizer Jura und der Schweizer Alpen.
Oben: Faltung des Jura nach L. Rollier; unten Faltung der Alpen nach H. R. Zeller. Die schwarze Linie entspricht der Lage des obern Jura (Malm); sie ist oberhalb des heutigen, in der Figur schraffierten Gebirgsprofils hypothetisch.

sind wie die Pyrenäen; nördlich und südlich der Centralachse kehren hier die gleichen Gesteinszonen wieder.*) Bei anderen Gebirgen wie beim Jura fehlt der Gegensatz zwischen der eingebrochenen Innenseite und der gefalteten Außenseite. Das ganze Gebiet ist einheitlich in Falten gelegt und die Asymmetrie nur durch den bogenförmigen Verlauf und das Überliegen der Falten gekennzeichnet (Richthofens homöomorphe Faltengebirge, die er den heteromorphen d. i. asymmetrischen gegenüberstellt). Auch innerhalb desselben Gebirges sind nicht alle Merkmale der Asymmetrie überall gleichmäßig entwickelt. Besonders die im allgemeinen zutreffende Regel, dass die Falten nach der Außenseite hin überliegen, hat im einzelnen viele Ausnahmen. Das großartigste Beispiel solcher Ausnahmen bietet die berühmte, von Heim eingehend untersuchte Glarner Doppelfalte in der Schweiz; hier legt sich nicht nur von Süden, sondern auch von Norden her eine gewaltige liegende Falte über eine mächtige Mulde von Eocän; sie geht zum Teil in eine Überschiebung nach Süden über.

Aus der Asymmetrie der Faltengebirge leitet Suess ab, dass der Schub einseitig war, der die Falten aufstaute: Er war von der Innenseite gegen die Außenseite gerichtet.**) Darnach befanden sich z. B. die Schichten, die heute die südlichen Ketten der Alpen zusammensetzen (nach Zellers Profil, Fig. 75), ursprünglich 50 *km* weiter südlich. Durch einen von Süden her wirkenden Druck wurden sie nach Norden zusammengeschoben. Sie stauten sich hier an Krustenteilen, die zu starr waren, um in die Faltung einbezogen zu werden. Solche Pfeiler stellen nach Suess für die Alpen eine Reihe von alten Massen oder Massiven dar, die sich heute unmittelbar nördlich des Alpenbogens finden und dessen äusseren Verlauf bedingen, so die alte Masse von Centralfrankreich, die Granitmasse von Dôle, an der die Faltenwellen des Jura, der nur als Abzweigung der Alpen zu betrachten ist, gleichsam branden, so Schwarzwald und Vogesen, so endlich das böhmische Massiv. Suess hat bei allen Faltengebirgen, deren Bau einigermaßen bekannt ist, diese Erscheinung verfolgt und glaubt, den einseitigen Schub als Gesetz aussprechen zu dürfen. Diese Anschauung wird z. T. bekämpft. So leugnet Bittner auf Grund der tektonischen Verhältnisse jeden stauenden Einfluss der böhmischen Masse auf den Bau der Alpen; einzig die äußere Form des Alpenbogens zeige ihn. Andererseits lässt sich der Einfluss von Schwarzwald und Vogesen auf den Verlauf der Falten des Jura entschieden nicht in Abrede stellen. Er zeigt sich besonders auch darin, dass am Süd-

*) Allerdings ist die Nordseite viel stärker nach Norden als die Südseite nach Süden überschoben.

**) Auch Heim nimmt einen einseitigen Schub an, doch in erster Reihe nur der Bogenform der Gebirge wegen, während er mit Recht das Überliegen der Falten nicht durch die Richtung des Druckes, sondern durch die Lage des geringsten Widerstandes erklärt: die Falte liegt über in der Richtung der tiefern Vorlage. Daraus folgt, dass im allgemeinen, wie z. B. bei den Alpen, am Außensaum eines Gebirges in der That die Falten nach dem tiefer gelegenen Vorland sich neigen (vgl. Fig. 74 und 75).

ende der oberrheinischen Tiefebene zwischen Schwarzwald und Vogesen, wo die stauenden Massen fehlen, die Faltenwellen des Jura sich weiter nach Norden vordrängen als links und rechts (vgl. Fig. 76). Wir können daher den heutigen Stand der Frage wohl dahin präzisieren, dass für viele Gebirge ein einseitiger Schub gegen ein stauendes Hindernis überaus wahrscheinlich ist, während es bei andern, wie z. B. bei den Pyrenäen fehlt. In diesen Fällen dürfte in der That der bogenförmig verlaufende Rand des Faltenlandes nicht als eine Folge der Stauung, sondern lediglich als Grenze zwischen den gefalteten und den nicht gefalteten Krustenteilen zu betrachten sein, wie das die Gegner von Suess überall wollen. Warum die Grenze gerade dort sich ausgebildet hat, wo sie liegt, kann von den verschiedensten Ursachen bedingt gewesen sein.

Fig. 76.



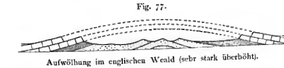
Anordnung der Falten des Schweizer Jura südlich der oberrheinischen Tiefebene (nach Steinmann).

Lebhaft ventiliert wird die Frage, ob Faltungen der Kruste selbständig oder nur als Folge von großen benachbarten Absenkungen auftreten. Suess vertritt die letztere Anschauung. Eine absinkende Scholle, so führt er aus, ist der Kugelgestalt der Erde wegen der Teil eines Kuppelgewölbes; um überhaupt absinken so können, muss sie wie ein Keil die benachbarten Krustenteile auseinandertreiben. Da diese nur nach oben hin ausweichen können, so legen sie sich in Falten. Nach Suess ist das Absinken also primär, die Faltung dagegen nur sekundär. Andere z. B. de Lapparent erkennen dagegen die Faltung als selbstständige Krustenbewegung neben dem Absinken an. Vielleicht liegt auch hier die Wahrheit in der Mitte. Wir thun überhaupt gut, uns den Faltungsprozess nicht nach einem bestimmten Schema sich vollziehend zu denken. Er hängt im einzelnen durchaus von der Verteilung der

Widerstände in der zu faltenden Krustenpartie wie in ihrer Nachbarschaft ab und diese Verteilung ist gewiss von Fall zu Fall sehr verschieden.*)

Krustenbewegungen in Verbiegungsländern. Von der eigentlichen Faltung zu unterscheiden ist die Aufwölbung und Verbiegung der Erdkruste. Einer überaus flachen, aber ausgedehnten Aufwölbung von über 300 *km* Länge und 70 *km* Breite begegnen wir zu beiden Seiten der Straße von Dover; sie bildet in Südengland das Gebiet des Weald und in Frankreich die Schwelle von Artois.**) (Vgl. Fig. 77.) In viel großartigerer Weise treten Gebilde dieser Art in den Vereinigten Staaten auf. Hier stellen die Black Hills in Süddakota eine im wesentlichen unzerbrochene beulenförmige Auftreibung der Erdkruste von 140 *km* Länge und 60 *km* Breite und von mehreren tausend Metern Höhe dar. Nach allen Richtungen hin fallen die Schichten, von den paläozoischen bis zu den Kreideschichten, von dem mächtigen Kern von Granit und krystallinischen Schiefern ab. Eine ähnliche Aufwölbung zeigt nach Dutton das Zuñiplateau in Colorado. Auch das Uintagebirge im Coloradogebiet darf hierher gerechnet werden, obwohl sich hier schon Verwerfungen und vor allem Ansätze zu Faltung zeigen; es leitet daher zu den echten Faltengebirgen über.***)

Fig. 77.



Aufwölbung im englischen Weald (sehr stark überhöht).

Die Entstehung dieser Aufwölbungen ist dunkel. Nach Suess bildeten sie sich z. T. dadurch, dass die Umgebung absank, ohne dass der Zusammenhang der Schichten gestört worden wäre. Es wären also gleichsam Horste, die allseitig von Flexuren umgeben sind, statt von Bruchlinien. Die Amerikaner nehmen dagegen für die Aufwölbungen wie auch für die nur überaus schwach gefalteten Gebiete des Westens der Vereinigten Staaten, wie das Felsengebirge, eine echte Hebung an, veranlasst durch große Intrusionen analog den Lakkolithen oder durch ein Anschwellen des Magmas in der Tiefe (Intumescenz), während sie die Appalachien als ein durch horizontalen Schub entstandenes Gebirge

*) Seit James Hall (1812) sind oft Versuche gemacht worden, den Faltungsproceß im Laboratorium im kleinen nachzuahmen. Wenn auch diese Versuche zur Veranschaulichung treffliche Dienste leisten, so muss man doch im Übertragen der Resultate auf die Verhältnisse der Faltengebiete vorsichtig sein; denn dem Laboratoriumsversuch fehlt der Faktor Zeit und es fehlen die ungeheuren bewegten Massen.

**) Über die Aufwölbung, die Schweden in der Gegenwart erfährt, sprachen wir schon S. 144.

***) Als Aufwölbungen können vielleicht auch die alten Massive, wie Böhmen und das französische Centralmassiv betrachtet werden. Es wären Gebiete, die durch lange Perioden in Hebung begriffen sind.

betrachten. Andere Aufwölbungen sind vielleicht über ihre erste Anlage nicht hinausgekommene durch horizontalen Druck erzeugte Falten.

Die Verteilung von Faltenland, Schollenland und Verbiegungsland ist nicht überall beständig, sondern wechselt mehrfach mit der Zeit. Trefflich hat das Suess für Europa gezeigt. Dass hier verschiedene Gegenden zu verschiedenen Zeiten von Faltung ergriffen worden sind, schilderten wir schon oben. Ganz Europa nördlich der Alpen war einst Faltenland. Heute ist dagegen das tektonische Motiv hier die Verwerfung. Zahllose Brüche haben den übrig gebliebenen Sockel der alten Gebirge, sowie die auf dem Sockel nachträglich zur Ablagerung gekommenen Sedimente zerstückelt und an diesen Brüchen haben sich die Schollen gegen einander verschoben. Die Horste Nordwest- und Mitteleuropas sind Teile des Rumpfes jener alten Gebirge (Rumpfhorste). Sie sind auf der tektonischen Karte von Europa (Fig. 73) trefflich zu erkennen, da sie sich schon äußerlich durch das Auftreten alter Gesteine markieren.*) Heute erfährt ein Teil dieses Gebietes (Skandinavien) eine Verbiegung.

Transgressionen. Wir können den Abschnitt von den Krustenbewegungen nicht verlassen, ohne, wenn auch nur ganz kurz, auf eine zuerst von Suess in ihrer großen Bedeutung erkannte, aber noch sehr dunkle Erscheinung, die uns mehrfach in der geologischen Vergangenheit entgegentritt, einzugehen — auf die Transgressionen. Die geologische Geschichte der Erde lehrt, dass von Zeit zu Zeit das Meer gewaltig über seine Grenzen greift und Gebiete, die früher Festland waren, überschwemmt. Die Schichten, die es absetzt, zeigen eine weit größere Verbreitung, als die ihnen im Alter unmittelbar vorhergehenden — sie liegen transgredierend auf den ältern. Die paläozoische Ära weist einige solcher Perioden der Transgressionen auf, zwischen die sich Zeiten mit geringerer Ausdehnung des Meeres einschalten. Besonders in der mesozoischen Ära traten dann ganz gewaltige Transgressionen auf, so vor allem in der oberen Kreide vom Cenoman aufwärts.**) Auch die Tertiärzeit zeigt Transgressionen. Überaus merkwürdig ist die große Verbreitung dieser Transgressionen; besonders die cenomane Transgression tritt auf der ganzen Erde auf. Diese Allgemeinheit veranlasste Suess den Gedanken an Krustenbewegungen, an ein aktives Untertauchen des Landes von der Hand zu weisen. Er nimmt als Ursache der Transgressionen Bewegungen des Meeresspiegels an. Allein es lassen sich doch seiner Erklärung z. T. dieselben Bedenken entgegenstellen, die wir oben gegen die Suess'sche Erklärung der recenten Strandverschiebungen aufführten. Wie die heute sich vollziehenden Strandverschiebungen hauptsächlich der Ausdruck von Krustenbewegungen sind, so dürften auch die alten Transgressionen als das Resultat von echten Krustenbewegungen aufzufassen sein, die zu den großartigsten gehören, die die Erde kennt.

*) In der Karte durch eine Verdichtung der Signaturen gekennzeichnet.
**) Vgl. oben S. 76.

Theorie der Krustenbewegungen. Wir haben uns in der obigen Darlegung möglichst auf die Schilderung der Erscheinungen beschränkt, die der Beobachtung direkt zugänglich sind; allerdings konnten wir nicht umhin, mehrfach auf die Deutung einzugehen, die jenen gegeben wird. Doch haben wir nur gelegentlich die Frage nach den Ursachen der Krustenbewegungen gestreift. Ihr wollen wir uns nunmehr etwas eingehender zuwenden.

Eine in jeder Beziehung befriedigende Theorie der Krustenbewegungen müsste die Senkungen, die Hebungen, die Faltungen, die Verbiegungen, die Stauungen und die Zerreißungen der Erdkruste und womöglich auch die vulkanischen Erscheinungen erklären; sie müsste gleichzeitig Rücksicht auf die mehrfach durch die Schweremessungen festgestellte Thatsache nehmen, dass die Massen der Gebirgssockel weniger dicht sind, als die Massen der benachbarten Flachländer und die Massen der Kontinente weniger dicht als die Massen, die den Boden der Oceane zusammensetzen.*) Eine solche in jeder Hinsicht befriedigende Theorie fehlt heute noch. Wir haben es bis heute eigentlich nur mit vagen Hypothesen zu thun.

Die meisten Anhänger zählt berechtigter Weise die Kontraktionstheorie, die alle Erscheinungen als die Folge eines Schrumpfungsprozesses der Erde auffasst. Wir haben sie schon oben Seite 102 erwähnt. Sie ist besonders von J. D. Dana ausgebaut worden; in neuerer Zeit haben Heim und Suess durch ihre epochemachenden tektonischen Untersuchungen viel zu ihrer Verbreitung beigetragen. Die Theorie geht von der Thatsache des glühendheißen Erdinnern aus. Dieses verliert durch Ausstrahlung Wärme in den Weltenraum und schrumpft dadurch zusammen. Die Erdkruste spielt dabei nur die Rolle eines Leiters und ändert selbst ihren Wärmezustand nicht. Weil sie an der Abkühlung nicht mehr Teil nimmt, wird sie zu groß für den schwindenden Erdkern. Sie würde sich vom Erdkern abheben, wenn nicht die Schwerkraft sie immer an den Kern anpressen würde. Sie sinkt daher dem schwindenden Erdkern nach; allein das geht nicht ohne weiteres, weil die Kruste durch ihre Wölbung gleichsam sich selbst trägt; daher steht jede Scholle unter einem starken seitlichen Druck, der umso größer ist, je stärker der Zug abwärts ist. Wo es einer Scholle gelingt, das Gewölbe auseinanderzutreiben und sich Platz zu schaffen, da bricht sie zur Tiefe. An anderen Stellen runzelt sich die Kruste unter dem Einflusse des ungeheuren Seitendrucks, sie legt sich in Falten. So bilden sich die Senkungsfelder und die Faltengebiete aus. Ob dabei die Senkungen primär und die Faltungen nur sekundär als Folge der Senkungen auftreten, oder beide Erscheinungen unabhängig von einander verlaufen, bleibt dahingestellt. Als Begleiterscheinungen können Aufwärtsbewegungen von Massen erfolgen. Für den Faltungsprozess wird das allseitig zugestanden,

*) Vgl. Abt. I, S. 58.



während Suess von der Faltung unabhängige Aufwärtsbewegungen für ausgeschlossen hält.*)

Dass wirklich ein Schrumpfungsprocess der Erde, also eine allmähliche Verkürzung des Erdradius**) stattfindet, kann wohl nicht in Abrede gestellt werden; zwar leugnen verschiedene Geophysiker wie Mellard Reade, O. Fisher und Reyer, dass er so große Krustenbewegungen nach sich ziehen könne, wie wir sie beobachten. Doch dürften die gemachten Einwürfe bei Annahme eines gasförmigen Erdinnern schwinden. Schwerer wiegt, dass die Kontraktionstheorie einige wichtige Thatsachen unerklärt lässt. Die ausgedehnten Hebungen und Kontinentalbewegungen bereiten der Theorie Schwierigkeit; auch die Verteilung der Dichte der Gesteine unter Gebirgen und Kontinenten und unter dem Meer bleibt dunkel.

Gerade einige der Thatsachen, die sich nicht ohne weiteres durch die Kontraktionstheorie erklären lassen, werden durch eine in der letzten Zeit viel diskutierte Theorie, die Gleichgewichtstheorie oder isostatische Theorie erklärt. Sie wird in verschiedenen Varianten vorgetragen; O. Fisher und Dutton vertreten sie, wenn auch in etwas abweichender Form. Dutton führt aus, dass die Erdoberfläche unter dem Einflusse der Schwerkraft annähernd einer Gleichgewichtslage entsprechen müsse, damit Ruhe herrscht. Wäre die Erde homogen, so würde die Sphäroidfläche dieser Bedingung genügen. Da sie aber nicht homogen ist, sondern aus leichtern und schwerern Massen besteht, so muss, damit der Gleichgewichtsbedingung, der Isostasie, Genüge geleistet ist, den leichtern Massen eine Erhebung, den schwerern eine Vertiefung der Erdoberfläche entsprechen. In der That haben die modernen Schweremessungen einen solchen Schwereunterschied zwischen Kontinenten und Meeren und zwischen Tiefland und Hochland direkt nachgewiesen. Schwimmt die Erdkruste gleichsam auf dem schwerern Erdinnern, so taucht sie dabei verschieden tief in die Massen des Erdinnern ein, wo sie leichter ist, wie im Bereich der Kontinente weniger tief, wo sie schwerer ist, wie im Bereich der Meere, tiefer. Das Erdinnere braucht dabei gar nicht flüssig zu sein, wenn es nur plastich genug ist, um der nach einer Gleichgewichtslage strebenden Erdkruste ausweichen zu können. Eine solche Plasticität muss man aber dem Erdinnern jedenfalls zuerkennen. Jede Änderung der Massenverteilung muss nun offenbar dieses Gleichgewicht stören. Da die Kontinente und vor allem die Gebirge der Abtragung unterliegen, so findet hier Entlastung statt. Das abgetragene

*) Suess' Anschauung lässt sich kurz in die Worte kleiden: Es giebt in der festen Erdkruste nur Einsenkung sowie Zusammenschub durch seitlichen Druck, aber keine Hebung. Vulkane und Erdbeben begleiten diese Krustenbewegungen. Alle zusammen sind die Folge der Schrumpfung der Erde durch Abkühlung.

**) Man hat sie aus den Faltungen und Senkungen zu berechnen gesucht. Heim fand z. B., dass zur Stauung der im Meridian der Alpen gelegenen Faltengebirge der Erdradius sich um 0·9% verkürzen musste.



Material wird im benachbarten Meer wieder abgesetzt; eine Zunahme der Belastung des Meeresbodens, besonders in der Nähe der Küste, ist die Folge. Diese Veränderung in der Belastung erzeugt Spannungen, die schließlich so groß werden, dass sie sich durch eine Krustenbewegung ausgleichen; es tritt im Gebiet der Abtragung eine Hebung, im Gebiet der Anhäufung eine Senkung ein. Dabei stellt sich nach Dutton's Ansicht außerdem noch ein Seitendruck ein, der die Schichten am Rande des Senkungsfeldes gegen das Land drängen und in Falten legen soll. So sollen die Faltengebirge gerade am Gestade und diesem parallel inmitten der mächtigen Sedimente entstehen, die sich regelmäßig hier finden. Damit erklärte sich die Erscheinung, dass sich so viele Faltengebirge durch eine große Mächtigkeit der Sedimente auszeichnen.

In der That hat die Gleichgewichtstheorie manches für sich. Vor allem die Hebungen sind nach ihr leicht verständlich: Das Streben nach Isostasie oder anders ausgedrückt der Auftrieb des Erdinnern, auf dem die Kruste gleichsam schwimmt, ist der Urquell dieser Bewegungen. Aber doch bleibt sehr vieles unerklärt, z. B. die Faltungen — denn Duttons Erklärung ist doch wohl nicht recht annehmbar — sodass die Kontraktionstheorie durchaus noch den Vorzug verdient. Vielleicht aber darf man beide Theorien, die sich in manchem so gut ergänzen, vereinigen: die Annahme einer Erdkruste, die auf einem infolge von Abkühlung schrumpfenden Erdkern schwimmt und ihm nachsinkt, löst eine Reihe von Schwierigkeiten, die jede der Theorien allein nicht zu lösen vermag. Der ganze Vorgang der Krustenbewegungen wäre dann den Bewegungen des Eises in einem Teich vergleichbar, der ganz allmählich abgelassen wird, und dessen Oberfläche sich dabei in Folge der Böschung seiner Wandungen verkleinert. Die Eisdecke bricht in sich zusammen, bleibt jedoch dabei größtenteils auf dem Wasser schwimmen; die Schollen werden durch den aus der Verkleinerung der Oberfläche entspringenden Seitendruck z. T. aufeinander gestaut und schief gestellt. Wird eine Eisscholle von außen her schwerer belastet, so sinkt sie ein, wird sie entlastet, so taucht sie empor. Wenden wir das alles auf die Erdkruste an. Der Massendefekt, der unter allen großen erhabenen Formen der Erdkruste zu beobachten ist, würde sich, wie O. Fisher annimmt, auf eine lokale, vielleicht durch Stauungserscheinungen bewirkte Verdickung der Erdkruste zurückführen: die leichten Krustenteile tauchen hier tief in das Erdinnere ein und verdrängen dessen schwere Massen. Senkungen treten bald wegen des allgemeinen Schrumpfungsprozesses ein, bald wegen Überlastung mit Sedimenten. Hebungen erfolgen durch den Auftrieb, einerseits wo Abtragung stattfindet, die Scholle also von oben entlastet wird, dann aber auch, wo die Kruste einen Zusammenstau erfährt, der sich nach unten und nach oben äußert, da die gestauten Massen durch ihr Gewicht in ihre Unterlage isostatisch einsinken. Faltungen entstehen durch den aus der Kontraktion entspringenden Seitendruck. An Brüchen dringt Magma von unten empor, erreicht

die Oberfläche oder presst sich zwischen oder unter die Schichten ein und wölbt diese empor. Die großen Kontinentalbewegungen erscheinen als unbedeutende Lagenänderungen der schwimmenden Kruste. Die Senkung der Gebiete höherer Breiten in der Eiszeit wäre z. B. eine Folge der Belastung mit Eis und die nachfolgende Hebung eine Folge der Entlastung beim Schwinden des Eises. Kurz, es ergeben sich aus der Kombination der Gleichgewichtstheorie und der Kontraktionstheorie so überaus mannigfaltige Erscheinungen, dass diese kombinierte Theorie vielleicht zur Erklärung der beobachteten Krustenbewegungen ausreicht.

Von den zahllosen andern aufgestellten Hypothesen können wir hier nur die sogenannte thermische Hypothese erwähnen, die besonders von R. Mellard Reade ausgebaut worden ist; sie beschränkt sich auf die Erklärung der Bildung der Faltengebiete und knüpft, wie die isostatische Faltungshypothese von Dutton, an die große Mächtigkeit der in Faltengebieten beobachteten Sedimente an. Diese Ablagerungen sollen in trogähnlichen Wannen entstanden sein. Während sich Schicht auf Schicht häufte, erhitzten sich die untern infolge des Zuströmens der Wärme von unten; anders ausgedrückt: die geoisothermischen Flächen stiegen umso höher empor, je mächtiger die ganze Sedimentmasse wurde. Mit der Erwärmung Hand in Hand ging naturgemäß eine Ausdehnung; diese konnte sich nur nach oben hin geltend machen und so kam es zur Faltung der mächtigen Sedimente. Ganz abgesehen davon, dass der Betrag der Erwärmung schwerlich zur Erklärung so gewaltiger Faltungen genügen dürfte, wie wir sie beobachten, lässt sich gegen diese Hypothese, ebenso wie gegen Duttons isostatische Faltungstheorie, einwenden, dass es doch auch überaus mächtige Sedimente giebt, die keineswegs gefaltet sind (Coloradoplateau). Mit soviel Geist Mellard Reade auch seine Hypothese verfochten hat, so vermag sie doch in keiner Weise der Kontraktionstheorie den Rang abzulaufen.*)

Fortdauer der Krustenbewegungen. Schon das Auftreten der Strandverschiebungen und Erdbeben hat uns gelehrt, dass sich auch heute noch Krustenbewegungen vollziehen. Die gebirgsbildenden Kräfte sind keineswegs erloschen, ja, wir haben, da wir über die absolute Geschwindigkeit der Gebirgsbildung in der geologischen Vergangenheit so gut wie nichts wissen, nicht einmal das Recht, die Gegenwart für eine Zeit besonderer Ruhe zu halten. So kann es uns auch nicht Wunder nehmen, dass außer den schon besprochenen Hebungen und Senkungen der Küste im Innern des Landes postglaciale Dislokationen nachgewiesen worden sind. Gilbert und Russel fanden an den diluvialen Seeen im Großen Becken der Vereinigten Staaten große Verbiegungen der ursprünglich horizontalen alten Uferlinien; am Bonneville-See in Utah erreicht die Verbiegung den Betrag von 150 *m*. Auch regelrechte post-

*) Eine Modifikation dieser Hypothese stellte Reyer auf, indem er zur Aufstauung der Falten noch ein Abwärtsgleiten der Schichten annahm.

glaciale Verwerfungen sind hier festgestellt worden. In Deutschland glaubt von Koenen eine Reihe von postglacialen Verwerfungen nachweisen zu können. Allein wenn auch alle diese Krustenbewegungen geologisch gesprochen der Gegenwart angehören, so haben sie sich doch nicht vor unseren Augen vollzogen; wir konstatieren sie, wie wir eine tertiäre oder diluviale Krustenbewegung konstatieren. Heute noch vor sich gehende Krustenbewegungen fern vom Meer nachzuweisen ist nur in ganz wenigen, oben im Abschnitt über die Erdbeben aufgeführten Fällen gelungen, wo während des Bebens eine Verwerfung entstand. Langsame Verschiebungen sind dagegen nicht bekannt geworden. In manchen Gegenden, so in der Umgebung von Jena und im schweizerischen und französischen Jura wird zwar berichtet, dass heute von einem Punkt aus ferngelegene Kirchtürme, Bergspitzen und ähnliche Objekte sichtbar sind, die früher nicht sichtbar waren. Aber es ist voreilig, aus solchen Aussagen sofort auf Krustenbewegungen zu schließen. Eine Erniedrigung eines Berges kann auch einfach durch Abholzen des Waldes entstanden sein, hinter dem sich früher die neu aufgetauchten Objekte bargen. Auch lokale Senkungen, die mit echten Krustenbewegungen nichts zu thun haben, können eingetreten sein, besonders in gypsreichen Gegenden infolge von Auswaschungen, wie bei Jena. Solche Traditionen müssen von Fall zu Fall sorgfältig untersucht werden.

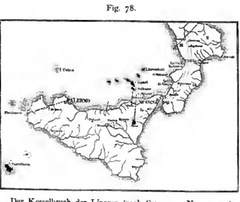
Zuverlässige Aufschlüsse über eingetretene Krustenbewegungen darf man von der Wiederholung der Präcisionsnivellements und der Triangulationen erwarten, wie sie heutzutage jeder Kulturstaat besitzt. Jene sind im stande, uns eingetretene vertikale Verschiebungen erkennen zu lassen, diese horizontale. Aber auch auf diesem Wege ist bis heute noch keine einzige Bodenbewegung nachgewiesen worden. Zwar hat Goulier aus einer Wiederholung des Präcisionsnivellements vom Mittelmeer zum Kanal auf eingetretene Verbiegungen der Kruste in Frankreich geschlossen und Heim aus dem Vergleich der alten und neuen schweizerichen Triangulation eine Annäherung zwischen Jura und Alpen um 1 *m* vertreten. Allein es hat sich gezeigt, dass diese Resultate der Wirklichkeit nicht entsprechen, sondern sich auf Fehler der alten Beobachtungen zurückführen. Nichtsdestoweniger wird der hier eingeschlagene Weg einst ganz gewiss zum Ziel führen.

Als Beweis für die Fortdauer der Krustenbewegungen muss das Auftreten von Spannungen in der Erde betrachtet werden. Neumayr schildert z. B., wie Gesteinstafeln, die in Steinbrüchen ausgebrochen wurden, sich ausdehnten, so dass sie nicht mehr in die Lücke passten, die sie früher ausgefüllt hatten. Sie müssen also unter einem starken seitlichen Druck gestanden haben. Bei Chicago wurde durch einen Steinbruch eine tief liegende Schicht bloßgelegt; gleich darauf wölbte sie sich auf einer Strecke von 250 *m* zu einer flachen, etwa 15 *cm* hohen Falte von 5½ *m* Breite empor, die im Scheitel durch einen Längsbruch zerriss. Das sind Beweise für die Existenz von horizontalen

Spannungen in der Erdkruste, wie wir sie zur Entstehung der Falten annehmen müssen.

So spärlich alle diese direkten Beweise für die Fortdauer der Krustenbewegungen sind, so zahlreich sind die indirekten, die tektonischen Erdbeben. Auch die thätigen Vulkane in ihrer engen Abhängigkeit vom Bau der Erdrinde zeugen in dem gleichen Sinn. Wo Vulkane rauchen und die Erde erbebt, ist die Kruste nicht zur Ruhe gekommen. Suess hat uns ein ganz vorzügliches Beispiel tektonischer Vorgänge, die sich vor unseren Augen abspielen, in Unteritalien kennen gelehrt (vgl. Fig. 78). Hier findet sich das tyrrhenische Meer, das gegen Osten und Süden vom kalabrischen Festland und von Sicilien begrenzt wird. Es stellt sich als ein großes Senkungsfeld dar, in dessen Mitte die liparischen Inseln liegen. Kalabrien und der Nordrand von Sicilien werden von uralten Gesteinen zusammengesetzt, den Resten eines alten Gebirges, dessen nördlich gelegene Teile entlang von Bruchlinien, die den Umrissen des südlichen Teils des tyrrhenischen Meeres entsprechen, zur Tiefe gebrochen sind. In den erhaltenen Resten des Gebirges zeigen sich zahlreiche Brüche, die sich mehr oder minder kreisförmig um das Senkungsfeld anordnen. Die Bewegung ist auch heute noch nicht erloschen. Diese gewaltige Bruchzone war der Schauplatz des großen kalabrischen Bebens von 1783, dessen Centrum mehrfach auf einer bogenförmigen, die Konturen des Ufers wiederholenden Linie wanderte. Neben diesen peripherischen Beben treten sehr häufig auch radiale Beben auf, die sich an die radialen Bruchlinien knüpfen, welche deutlich in der Anordnung der Vulkane der Liparen im Centrum des Senkungsfeldes ausgesprochen sind. «Man hat sich also wohl vorzustellen, dass in einem durch die peripherische Linie von 1783 abgegrenzten Raum die Erdrinde schüsselförmig sich einsenkt, und dass dabei radiale Sprünge entstehen, welche gegen die Liparen konvergieren. Diese konvergierenden Linien sind in der Nähe dieses Centrums mit vulkanischen Ausbruchstellen besetzt. Jede

Fig. 78.



Der Kesselbruch der Liparen (nach Suess u. Neumayr).

Die peripherische Bruchzone ist punktiert, die Radialbrüche sind gestrichelt, die vulkanischen Vorkommnisse schwarz.

I. Die Bruchstücke der Masse des Aspromonte (Ia peloritanische Berge, Ib und Ic Aspromonte mit dem westlich vorliegenden Fragmente der Scylla, Id vatikanisches Fragment); II. Masse der Sila; III. Masse des Cocuzzo (seewärts abgesunken).

Gleichgewichtsstörung der einzelnen Schollen verursacht gesteigerte vulkanische Thätigkeit auf den Inseln und Erschütterungen des Festlandes oder Siciliens.»

Die exogenen Vorgänge.

Die Unebenheiten, die durch die endogenen Vorgänge geschaffen werden, würden gar bald ins Gigantische wachsen, wenn dem nicht stetig entgegen gearbeitet würde. Entstanden jene Unebenheiten auf Kosten der Eigenwärme der Erde, so findet deren Ausgleichung hauptsächlich auf Kosten der Energie statt, die die Sonne der Erdoberfläche zustrahlt. Die Sonnenstrahlen wirken allerdings nur zu einem kleinen Teil direkt, meist aber indirekt, indem sie Bewegungen der Luft und vor allem des Wassers auf der Erde hervorrufen und so gewaltige Transporte von Gesteinsmassen verursachen. Das von außen eindringende Regenwasser cirkuliert in den obersten Schichten der Erdkruste und untergräbt sie nicht selten, bis es als Quelle zu Tage tritt. Die Verwitterung zerkleinert und zersetzt das Gestein, das die Formen der Erdoberfläche aufbaut. Unter dem Zug der Schwere stürzen die Trümmer abwärts; sie werden vom Wasser, vom Eis oder vom Wind ergriffen und weithin in die Niederung verfrachtet; teils bleiben sie hier liegen, teils gelangen sie hinaus ins Meer, dessen tiefe Senken sie auszufüllen suchen. So streben die von außen her wirkenden Vorgänge dahin, alles zu nivellieren, auf dem Lande hauptsächlich durch Abtragung der Erhabenheiten, im stehenden Wasser hauptsächlich durch Ausfüllung der Vertiefungen.

Grundwasser und Quellen.

Grundwasser. Fast überall in feuchten oder doch nicht absolut trocknen Klimaten trifft man im Gestein ständig überaus fein verteiltes Wasser, die sogenannte Gebirgsfeuchtigkeit. Ob das Gestein locker oder kompakt ist, ist hierbei gleichgültig, da die allerkleinsten, wohl keinem Gestein fehlenden Kapillarspalten genügen, die Gebirgsfeuchtigkeit zu leiten. Außerdem aber begegnet man verhältnismäßig freier cirkulierendem Wasser in den größeren und kleineren Hohlräumen, die viele Gesteine der Erdoberfläche besitzen. Es stammt, wie die Gebirgsfeuchtigkeit, von der Oberfläche und ist durch Einsickern in den Boden gelangt. Ist das Gestein an sich locker und erfüllt das Wasser die Zwischenräume zwischen den Gesteinselementen, so dass das Gestein mit Wasser getränkt (inbibiert) ist, so heißt das Wasser Grundwasser. Ist das Gestein dagegen kompakt und das Wasser auf die Klüfte beschränkt, so heißt es Kluftwasser.

Ob und in welchen Mengen das auf der Erdoberfläche befindliche Wasser, mag es nun frisch gefallenes Regenwasser oder Flusswasser sein, einsickert, hängt von der Beschaffenheit der Gesteine ab, die die Erdoberfläche zusammensetzen. Absolut undurchlässig ist kein Gestein; aber viele lassen doch Wasser nur in sehr geringen Mengen durch. Praktisch

undurchlässig oder impermeabel sind alle Thongesteine, also vor allem Thon und Lehm, dann Schieferthon und Thonschiefer. Trockener Thon hat allerdings die Eigenschaft sich gierig mit Wasser vollzusaugen; ist er aber einmal vollgesogen, so ist er völlig undurchlässig. Wenig durchlässig sind auch die massigen Gesteine und die krystallinischen Schiefer. Als vollkommen durchlässig oder permeabel erweisen sich dagegen einige gerade an der unmittelbaren Erdoberfläche sehr verbreitete Gesteine von großer Porosität, so Schutt, Kies und Sand, sowie Breccien, Konglomerate und Sandsteine. Aber auch die kompakten Gesteine sind durchlässig, so weit sie durch eine starke Zerklüftung — gleichsam eine Porosität im großen — das Fehlen der Porosität im kleinen ersetzen. Das gilt vor allem vom Kalkstein, der immer zerklüftet und zernagt ist.

Permeabler Boden ist an seiner Oberfläche stets wasserarm, weil alles Wasser in ihm versickert. Darauf führt sich die große Wasserarmut der aus Kalk bestehenden Höhen des schweizer und des deutschen Jura zurück. Impermeabler Boden ist dagegen, wenn er geneigt ist, in feuchten Klimaten immer stark überrieselt; man denke nur an die wasserreichen Granit- oder Gneisgegenden der mitteleuropäischen Gebirge. Ist die Oberfläche horizontal, so zeigt sich infolge des Stagnierens des Wassers Neigung zur Versumpfung.

Im permeablen Gestein sickert das Wasser langsam ein, bis es auf eine undurchlässige Schicht stößt, die ihm den Weg in die Tiefe verlegt. Hier sammelt es sich als Grundwasser, indem es alle Hohlräume vollkommen ausfüllt. Liegt die undurchlässige Schicht völlig horizontal, so bildet das Grundwasser über ihr förmlich einen See. Ist jedoch, wie in der großen Mehrzahl der Fälle, die liegende undurchlässige Schicht geneigt, so bewegt sich das Grundwasser den Neigungsverhältnissen entsprechend als Grundwasserstrom abwärts, und zwar umso rascher, je reicher das Gestein an Hohlräumen ist.

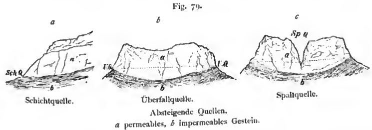
Die Menge des Grundwassers im Boden schwankt von Jahreszeit zu Jahreszeit und von Jahr zu Jahr. Die Schwankungen folgen in der Nähe von Flüssen mit einer kleinen Verspätung genau den Schwankungen der Flusswasserstände. Das ist dort, wo das Wasser aus Flüssen stammt und Infiltrationswasser ist, leicht verständlich. Aber auch wo das Grundwasser dem Fluss zufliesst, wird es oft vom Wasserstand der Flüsse beeinflusst, da die Flüsse das Grundwasser stauen. Wo der Grundwasserspiegel nicht direkt unter der Einwirkung eines Flusses steht, übt neben dem Wechsel im Regenfall, also in der Zufuhr, auch der Wechsel in der Verdunstung, die sich durch die Poren des über dem Grundwasser befindlichen Gesteins vollzieht, einen merklichen Einfluss aus. In Nord-Deutschland überwiegt in der Jahresperiode der Einfluss der Verdunstung, so dass der Grundwasserspiegel im Sommer zur Zeit der stärksten Verdunstung am tiefsten steht, auf dem Alpenvorland dagegen der Einfluss des Regens, der ein sommerliches Maximum hervorruft.

Quellbildung. Tritt das Grundwasser zu Tage, so bildet es eine Quelle. Die Quellen lassen sich in die zwei großen Gruppen der absteigenden und der aufsteigenden Quellen gliedern. Bei den absteigenden Quellen liegt die Wasseroberfläche überall höher als die Quelle, es besteht also ein Gefälle zur Quelle hin, während bei den aufsteigenden Quellen die Oberfläche des Grundwassers auf einem Teil seines Weges in der Erde sich tiefer befindet als die Quelle; die Hebung des Wassers zur Quellmündung erfolgt hier durch den hydrostatischen Druck.

Den einfachsten Fall absteigender Quellen zeigen die Quelltümpel, die im flachen Gelände sich nicht selten finden. Es tritt hier das Grundwasser, dessen Spiegel in geringer Tiefe sich findet, in Einsenkungen der Erdoberfläche in Form von Tümpeln zu Tage, die ständig oder nur temporär sein können. Ausgezeichnete Beispiele bietet die Ebene von München. Sie wird von permeablen nach Norden flach fallenden Schottern zusammengesetzt, die auf einem impermeablen in gleicher Richtung fallenden Mergel ruhen. Südlich von München liegt der Grundwasserspiegel tief unter der Schotteroberfläche, die wegen des permeablen Bodens zu Trockenheit und geradezu zu Haidebildung neigt. Da jedoch die Mächtigkeit des Schotters nach Norden zu etwas abnimmt und die des Grundwassers in der gleichen Richtung wächst, so tritt nördlich von München das Grundwasser aus und giebt Veranlassung zur Bildung ausgedehnter Sümpfe.

Überaus häufig erscheinen Quellen an Thalgehängen. (Fig. 79 *a*, *b* und *c*). Eine Schichtquelle entsteht, wenn eine rechtsinnig geneigte oder

Fig. 79.



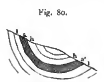
Schichtquelle. Überfallquelle. Spaltquelle.

Absteigende Quellen.
a permeables, *b* impermeables Gestein.

auch horizontalliegende impermeable Schicht, auf der sich Grundwasser sammelt, mit der hangenden permeablen von einem Thal angeschnitten wird (Fig. 79 *a*). Bildet dagegen die impermeable Schicht eine Mulde, so wächst hier das Grundwasser so lange, bis es über den niedrigsten Punkt seiner Umrandung an einem Thalgehänge als Überfallquelle einen Ausweg findet (Fig. 79 *b*). Wird ein solcher in einer Mulde befindlicher Grundwassersee von einem von oben her, jedoch nicht bis zur undurchlässigen Schicht eingeschnittenen Thal erreicht, so liegt eine Spaltquelle vor (Fig. 79 *c*). Aus dem Gesagten ist ohne weiteres ersichtlich, dass ein in isoklinale Schichten in deren Streichen eingeschnittenes Thal (Isoklinalthal) ein quellenreiches und ein quellenarmes Thalgehänge haben wird;

in einem in eine Synklinale eingeschnittenen Längsthal müssen dagegen die beiden Thalgehänge quellenreich und in einem Antiklinalthal beide quellenarm sein.

Fig. 80.

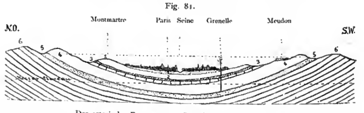


Aufsteigende Quelle.
l liegendes, *h* hangendes impermeables Gestein, *a a'* permeables Gestein (schraffiert, wasserführend), *a'* Quelle.

Zum Zustandekommen einer aufsteigenden Quelle sind zwei impermeabele Schichten erforderlich, zwischen denen eine permeable Schicht sich findet. Die Bewegung des Wassers in dieser permeablen Schicht, die kurz die wasserführende Schicht genannt wird, erfolgt nach dem Gesetz der kommunizierenden Röhren. Den allgemeinen Fall einer natürlichen aufsteigenden Quelle stellt Fig. 80 dar. Das bei *a* und *a'* in den permeablen Boden sickernde Wasser sammelt sich in der Tiefe, von wo es der muldenförmigen Lage der Schichten wegen nicht abfließen kann. Schließlich erreicht es in den beiden Schenkeln die Höhe des Punktes *a'* und fließt nunmehr bei *a'* als Quelle über, so lange Wasser von *a* aus nachdrängt.*)

Einen besondern Fall der aufsteigenden Quellen bilden die artesischen Brunnen, so genannt nach der Grafschaft Artois, wo sie im 12. Jahrhundert in Europa zuerst angelegt wurden.**) Bedingung für die Anlage ist die Existenz einer unter hohem Druck stehenden Wassermasse in der Tiefe, wie sie z. B. in den muldenförmig gebogenen Schichten der Umgebung von Paris besteht (Fig. 81). Sticht man dieses Wasserreservoir von oben her an, indem man die hangende impermeable Schicht durchbohrt, so wird, wenn der Druck in der Tiefe stark genug ist, oder mit anderen Worten, das Nährgebiet (bei 5 in Fig. 81) des Wasser-

Fig. 81.



Der artesische Brunnen von Grenelle im Pariser Becken.
1. Alluvium und Diluvium, 2. Ober-Eocän, 3. Unter-Eocän: Calcaire grossier, 4. Obere (weiße) Kreide, 5. Mittlere Kreide: Grünsand, die wasserführende Schicht, 6. Untere Kreide und Jura.

vorrats hoch genug liegt, das Wasser im Bohrloch bis zur Erdoberfläche emporquellen. Solche artesische Brunnen sind in großer Zahl angelegt worden. Besonders wichtig sind sie für die Oasen der Sahara

*) Thatsächlich wird im Schenkel *a* immer ein etwas höherer Stand herrschen müssen, da eine gewisse Druckhöhe zur Überwindung der Reibung des Wassers beim Fließen nötig ist.

**) In der Sahara und in China sind artesische Brunnen aus weit älterer Zeit bekannt.

und für Algerien. Die Neigung der Schichten leitet hier das Grundwasser aus dem regenreichen Sudan und aus den von Niederschlägen benetzten Gebirgen unter die Oasen, wo ihm durch artesische Brunnen ein Weg nach oben gebahnt wird. Nicht selten übernimmt in der Natur auch eine Spalte, etwa eine Verwerfungskluft, die Rolle des Bohrlochs und zapft das Wasserreservoir in der Tiefe an. Dieser Entstehung sind viele Thermen, so diejenigen von Baden bei Wien, die am Südfuss des Erzgebirges u. s. w.; sie alle sind an Bruchlinien geknüpft.

Die obigen Ausführungen gelten zunächst für Quellen, die als Abfluss des Grundwassers erscheinen. Doch vollzieht sich der Austritt des Kluftwassers nach analogen Gesetzen. Auch hier sehen wir oft die Klüfte an ein gewisses Gestein (meist an Kalkstein) geknüpft, während das Liegende kluftfrei ist; auch in diesem Fall können die Quellen als Überfallquellen oder Spaltquellen erscheinen. Auch aufsteigende und absteigende Quellen lassen sich unterscheiden. Freilich wenn die Klüfte Verwerfungsklüfte oder unterirdische Erosionsklüfte sind, die nicht mehr an bestimmte Schichten gebunden sind, dann werden die Verhältnisse sehr verwickelt und es lässt sich der Weg des Kluftwassers nicht einmal ahnen. Unter solchen Umständen begegnen wir besonders in den Karstgebieten ganzen unterirdischen Flussnetzen, deren Verlauf oft nur durch Färbeversuche festzustellen ist. So konstatierte Knop, dass die Donau bei Tuttlingen im Jura Wasser in Spalten verliert, das weiter südlich in der Quelle der zum Bodensee fließenden Aach wieder zu Tage kommt.

Überaus verschieden ist die Wasserführung der Quellen. Besonders Quellen, die von Kluftwasser gespeist werden, sind oft sehr wasserreich, weil hier das Wasser nicht im ganzen Gestein verteilt, sondern in mächtigen Strängen konzentriert austritt. Solche Quellen können unter Umständen unmittelbar an ihrem Austritt Mühlen treiben, wie der «Blautopf» bei Blaubeuren, der dem Jurakalk entquillt. Je größer das Einzugsgebiet einer Quelle und je länger der unterirdische Lauf, desto regelmäßiger ist die Wasserführung. Quellen mit ganz kleinem Einzugsgebiet versiegen dazwischen in der trockenen Jahreszeit. Der Weg, den das Wasser in den absteigenden Quellen im Boden bis zu seinem Austritt zurückzulegen hat, ist oft nicht lang. Daher haben sich in vielen Fällen an der Quellmündung die Ungleichmäßigkeiten der Wasserlieferung durch den Regen noch nicht vollkommen ausgeglichen. Viel konstanter fließen die aufsteigenden Quellen.

Temperatur und Zusammensetzung des Quellwassers. Die Temperatur der Quellen entspricht der Temperatur derjenigen Gesteinsschicht, in der das Wasser zuletzt längere Zeit verweilte. Quellen aus geringer Tiefe nehmen teil an den Temperaturschwankungen der Erdoberfläche. Erst wenn das Quellwasser aus größern Tiefen stammt, ist seine Temperatur konstant. Ist sie tiefer als die mittlere Jahrestemperatur der

Luft an der Quellmündung, so spricht man von kalten Quellen, ist sie höher, von warmen Quellen oder Thermen. Absteigende Quellen im Gebirge, die von Schnee- oder Gletscherwasser genährt werden, sind meist kalt. Auch aufsteigende Quellen pflegen keine besonders hohe Temperatur zu besitzen, wenn ihr Aufsteigen aus der Tiefe sehr langsam erfolgt und das Wasser daher die Temperatur der obersten Gesteinsschicht beim Passieren derselben annimmt. Dagegen erscheinen aufsteigende Quellen mit rascher Bewegung als Thermen. Ihre hohe Temperatur weist direkt auf die tiefe Lage des Reservoirs in der Erdkruste hin, dem sie entstammen, wenn sie nicht etwa die Folge der Nähe eines vulkanischen Herdes ist. Ein treffliches Beispiel nichtvulkanischer Thermen bieten die Thermen von Baden bei Wien, diejenigen von Gastein, von Pfäfers, von Baden bei Zürich u. s. w. Thermen vulkanischen Ursprungs sind die Bäder auf den liparischen Inseln, deren Temperatur 97—100° beträgt; fast jedes Vulkangebiet besitzt solche Thermen.

Fast immer ist das Quellwasser mehr oder minder mit gelösten Mineralsubstanzen beladen. Verhältnismäßig rein sind die Quellen im Granit und Gneis, unreiner schon die im Sandstein; besonders reich an gelösten Massen sind Quellen im Kalkstein,*) da alles vom Regen stammende Wasser seines Gehaltes an Kohlensäure wegen die Fähigkeit besitzt, kohlensauren Kalk zu lösen. Weil kaltes Wasser mehr Kohlensäure zu enthalten vermag als warmes, so scheidet sich beim Erwärmen des Wassers und dadurch bedingten Austreiben der Kohlensäure der Kalk wieder aus. Das gleiche geschieht bei starker Verdunstung. Befördert wird der Prozess durch Algen. Daher setzen Quellen im Kalkgebirge so häufig Kalktuff oder Kalksinter ab und inkrustieren alles, womit sie in Berührung kommen. Bekannt sind die mächtigen Travertin- oder Kalksinterbildungen des Anio bei Tivoli; die Tropfsteinbildungen in Höhlen sind der gleichen Entstehung.**)

Immerhin ist der Gehalt der Quellen an gelösten Stoffen nie sehr bedeutend, wenn ihr Wasser nicht unter Druck mit aus der Tiefe aufsteigenden Gasen, besonders mit Kohlensäure, beladen oder sehr heiß ist, wie das in vulkanischen Regionen oft vorkommt. Besonders wenn hohe Temperatur und hoher Gasgehalt sich vereinigen, steigt das Lösungsvermögen ganz außerordentlich. Quellen, die viel gelöste Substanzen enthalten, heißen Mineralquellen. Je nach den gelösten Substanzen unterscheidet man verschiedene Arten von Mineralquellen.

Kalkwässer, kalt oder warm, sind reich an Kohlensäure und kohlensaurem Kalk. Kieselwässer, die neben anderen Substanzen Kieselsäure in größerer Menge enthalten, sind stets heiß. Säuerlinge (kalt und warm) haben einen reichlichen Gehalt an freier Kohlensäure und werden daher

*) Kalkreiches Wasser heißt hart.

**) Weiteres über die chemische Wirkung des unterirdisch cirkulierenden Wassers siehe unten im Abschnitt über chemische Verwitterung S. 188.



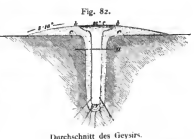
auch Kohlensäuerlinge genannt; sie finden sich sehr häufig in altvulkanischen Gegenden;*) Eisensäuerlinge oder Stahlwässer enthalten daneben kohlensaures Eisenoxydul (Pyrmont), Natronsäuerlinge oder Natronwässer (Teplitz) enthalten kohlensaures Natron; Glaubersalzwässer (kalt und warm, wie Marienbad und Karlsbad) haben einen vorwaltenden Gehalt von schwefelsaurem Natron neben anderen Salzen, namentlich Karbonaten und Kochsalz; Bitterwässer (Saidschütz, Püllna, Sedlitz, Epsom u. s. w.) enthalten schwefelsaure Magnesia und schwefelsaures Natron. Schwefelwässer (Baden bei Wien, Pystjan u. s. w.) enthalten freien Schwefelwasserstoff neben schwefel- und kohlensauren Salzen. Jod- und Bromwässer (Kreuznach, Luhatschowitz, Hall in Oberösterreich, Kissingen) sind zugleich auch reich an Kochsalz. Solquellen (Reichenhall) enthalten Kochsalz.

Die Menge fester Bestandteile in den Mineralquellen ist oft sehr groß. Der Karlsbader Sprudel enthält 5.4 Gewichtsprozent feste Substanzen gelöst, hauptsächlich schwefelsaures und kohlensaures Natron und Kochsalz, ferner 0.8% Kohlensäure; er liefert täglich 1500 *kg* Kalksinter. Der Wiesbadener Kochbrunnen enthält 6.8% Kochsalz und 0.5% Chlorcalcium, der Kesselbrunnen in Ems 1.0% Kochsalz und 1.4% kohlensaures Natron. Heiße Mineralquellen sind in der Regel reicher an gelösten Substanzen als kalte. Doch gibt es auch Thermen, die fast ganz rein sind — sogenannte indifferente Quellen, wie die Therme von Pfäfers und die von Gastein.

Geiser. In einigen vulkanischen Gebieten begegnen uns dazwischen Quellen eigener Art, die nach ihrem bestbekannten Vertreter in Island, dem Großen Geysir, den Namen Geiser erhalten haben. Es sind das heiße, intermittierende Springquellen, die in bestimmten Intervallen aufkochen und dabei mächtige Wassersäulen springbrunnenartig in die Luft schleudern.

Das Mundloch des großen Geysirs wird von einer schüsselförmigen Vertiefung gebildet, die sich an der Spitze eines flachen Kegels aus Kieselsinter findet (Fig. 82). In der Mitte setzt der schlotförmige Kanal der Quelle zur Tiefe. Krystallklares Wasser von etwas über 80° C. erfüllt das Becken vor der Eruption. Alle 20 bis 30 Minuten steigen große Dampfblasen aus dem Schlot empor, als wenn das Wasser in der Tiefe ins Kochen gekommen wäre, und schleudern

Fig. 82.



Durchschnitt des Geysirs.
a Grundgebirge, *b* das Geysirbecken, *c* Kieselsinter.

*) Hierher gehören die zahlreichen Säuerlinge des rheinischen Schiefergebirges, wie der bekannte Apollinarisbrunnen, die Quelle von Selters u. a. m.

die Wassermassen einige Meter empor. Dazwischen aber nehmen die Eruptionen einen andern Charakter an: ein Wasserstrahl, in weißen Staub aufgelöst, schießt 30 *m*, ja 50 und 70 *m* hoch empor, es folgt ein zweiter und ein dritter; nach allen Richtungen spritzen die Wasser, endlich noch ein höchster Strahl und alles stürzt zusammen — die Eruption ist vorüber.

Ähnlich spielen sich die Eruptionen des benachbarten Strokkur ab. Weit gewaltiger noch sind die Geiser des amerikanischen Nationalparks am Yellowstone. Ausgezeichnet schön tritt das Phänomen auch auf der Nordinsel von Neuseeland auf.

Zur Erklärung dieser absonderlichen Erscheinung glaubte man früher unterirdische, teils mit Wasser, teils mit Dampf erfüllte seitliche Hohlräume annehmen zu müssen, die durch das Geiserrohr mit der Oberfläche in Verbindung stehen, jedoch durch die Wassersäule wie durch einen Sicherheitsventil für gewöhnlich geschlossen sein sollten. So oft die Spannung der Dämpfe zu groß wurde, sollte die abschliessende Wassersäule explosionsartig herausgeschossen werden (Makenzie). Diese Hypothese ist heute ganz durch die Theorie von Bunsen zurückgedrängt, die den Erscheinungen weit besser gerecht wird. Bunsen geht davon aus, dass die Temperatur des Wassers im 23.5 *m* tiefen Rohr des Großen Geysir mit wachsender Tiefe zunimmt. Nach den neuen Messungen von Coles beträgt sie kurz vor der Eruption am Boden 126°, in der Mitte 122° und am obern Ende des Rohrs 85°. Die Temperatur ist in allen Tiefen nur wenig vom Siedepunkt entfernt, wie er unter dem Druck der betreffenden Wassersäule sich einstellt; besonders nahe ist sie dem Siedepunkt in der Mitte der Rohrhöhe. Die Zuleitung einer geringen Wärmemenge vom umgebenden heißen vulkanischen Gestein oder eine geringe Hebung der Wassersäule durch Zufluss von unten bei gleichzeitigem Abfluss oben über den Rand des Beckens muss das Wasser in der Mitte zum Aufkochen bringen. Dadurch wird die obere Hälfte der Wassersäule herausgeschleudert; das entlastet die unteren Wasserschichten und senkt dadurch ihren Siedepunkt, so dass nun auch sie ins Kochen kommen und aus dem Rohr herausgeschossen werden.

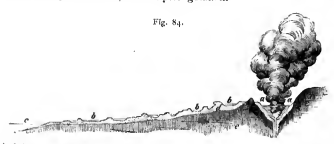
Das kochendheiße Wasser der Geiser enthält überaus viel gelöste Substanz, besonders Kieselsäure, doch oft auch kohlensauren Kalk; diese Massen setzen sich rings um das Mundloch in Form von Sinter ab und bauen allmählich einen Kegel auf, der in ebenem Gelände allseitig, auf geneigtem Gehänge aber einseitig entwickelt und terrassenförmig abgestuft ist; die Stufen tragen zahllose Becken. Die Ausscheidung des Kieselsinters bezw. des Kalksinters geschieht nur zu einem Teil in Folge der Abkühlung und Verdunstung des Wassers; eine Hauptrolle spielen nach W. H. Weed auch hier Algen, die im heißen Wasser zu leben vermögen. Berühmt waren besonders die prachtvollen Kieselsinterterrassen am frühern Rotomahanasee auf Neuseeland. Zahllose Bassins, treppenförmig über einander gelagert, boten dem Besucher warmes Wasser der verschiedensten Temperatur zum Bade. Am größten waren die Tetarata



Fig. 83. Otukapuarangi am Rotomahana auf Neu-Seeland, ein kochender Sprudel mit Kieselsinterterrassen.
(Nach einer Photographie.)

oder weiße Terrasse und die rote Terrasse (Otukapuarangi) (vgl. Fig. 83 u. 84). Leider sind diese wunderbaren Gebilde, die nur im Nationalpark der Vereinigten Staaten ihres Gleichen haben, der großen Taravera-Eruption vom Jahre 1886 *) zum Opfer gefallen.

Fig. 84.



Durchschnitt durch das Becken und die Sinterterrassen der Tetarata-Quelle am Rotomahana auf Neu-Seeland.

a Hauptbecken, *b* Becken auf den Terrassen, *c* Spiegel des Rotomahana, *d* Kieselsinter, *e* Grundgebirge aus zersetztem Rhyolith.

Schlammvulkane. Eine besondere Art von Quellen bilden die Schlammvulkane, die wohl besser als Schlammsprudel bezeichnet werden sollten, da sie zum Teil überhaupt nichts, zum Teil aber nur indirekt mit vulkanischer Thätigkeit etwas zu thun haben. Nur in der äußern Form ist eine gewisse Ähnlichkeit vorhanden, da auch die Schlammsprudel aus den aus der Tiefe mitgerissenen Massen um ihre Mündung herum Kegel aufschütten. Diese Massen sind aber immer nur thoniger Schlamm, dessen Zusammensetzung vom herrschenden Gestein abhängt.

Man unterscheidet heiße und kalte Schlammsprudel. Die heißen Schlammsprudel sind nichts anders als heiße Quellen, deren Wasser reich an Schwefelwasserstoff oder schwefliger Säure ist, daher das Gestein stark angreift und in Schlamm verwandelt und diesen Schlamm mit emporreisst. Sie gehören wie die ihnen nahe verwandten Exhalationen von Schwefelwasserstoffgas und schwefliger Säure (Solfataren), wie die Dampfexhalationen (Fumarolen) und die Geiser zu den Begleiterscheinungen vulkanischer Thätigkeit und zeigen sich oft in alten Vulkangebieten.

Auch kalte Schlammsprudel oder Salsen treten in vulkanischen Gegenden auf; dann aber finden sich Salsen auch fern von Vulkanen in petrolreichen Regionen. Das Gas, das hier im Quellwasser gelöst ist, pflegt Kohlenwasserstoffgas zu sein; in Petrolgegenden wird auch Naphtha mit gefördert. Der Schlamm besteht aus den zersetzten und erweichten Massen der an der betreffenden Stelle auftretenden thonigsandigen Schichtgesteine. Salsen finden sich in Sicilien, so bei Palermo am Fuß des Aetna, dann besonders großartig in der Naphtharegion am kaspischen Meer. Nach Sjögren ist hier der Kegel des Osman Dagh zwischen

*) Siehe S. 113.

Baku und der Kurmündung 300 *m* hoch. In Zeiten der Ruhe wird nur Kohlenwasserstoffgas ausgeatmet, während bei Eruptionen sich Schlammmassen ergießen — förmlich wie Lavaströme; dazwischen entzünden sich auch wohl die ausströmenden Gase und verstärken so die äußerliche Ähnlichkeit mit einem Vulkan. Hierher gehören auch die Schlammsprudel, die aus dem Delta des Mississippi als «Mudlumps» bekannt sind. Es sind das Quellen, die Gase enthalten, wie sie bei der Zersetzung organischer Substanzen in der Tiefe des Deltas entstehen, und Schlamm aus der Tiefe emporfördern.

Verwitterung.

Die Landoberfläche erleidet überall unter dem Einfluss der Atmosphärilien Veränderungen teils physikalischer, teils chemischer Art: sie verwittert. Man unterscheidet darnach die mechanische Verwitterung, deren Resultat nur eine Auflockerung und Zerkleinerung des Gesteins der Landoberfläche in einzelne Trümmer ist, ohne dass sie substantiell verändert werden, und die chemische Verwitterung, die das Gesteinsmaterial durch chemische Prozesse angreift und zersetzt.

Die mechanische Verwitterung kommt hauptsächlich durch Temperaturschwankungen zustande. Bei steigender Temperatur dehnt sich das Gestein aus, bei sinkender zieht es sich zusammen. Dieser Wechsel vollzieht sich sehr häufig, da sich die Temperatur regelmäßig von Tageszeit zu Tageszeit und von Jahreszeit zu Jahreszeit ändert; doch ist er auf die oberste Gesteinsschicht beschränkt, da nur diese an den Temperaturschwankungen teilnimmt.*) Indem die obersten Gesteinsschichten diesen Schwankungen der Temperatur folgen und sich entsprechend bald ausdehnen, bald zusammenziehen, die tiefern Schichten mit konstanter Temperatur aber nicht, treten Spannungen im Gestein auf, die zu einem Losreißen der obern Schichten von den tiefern führen — es bilden sich der Oberfläche parallele Sprünge. Außerdem entstehen bei Abkühlung Spannungen in der Richtung parallel zur Oberfläche, die die einzelnen neben einander gelegenen Teile des Gesteins von einander zu entfernen streben und Sprünge senkrecht zur Oberfläche aufreißen. Diese Sprünge gewähren dem Gestein Spielraum bei seinen Volumänderungen: sie klaffen bei niedrigen Temperaturen und verengen sich bei hohen. Das Resultat der Temperaturschwankungen ist so eine Lockerung des Gesteins und Zerlegung desselben in Trümmer.

Bei Gesteinen, die nach allen Richtungen hin die gleiche Kohäsion besitzen, zeigt sich oft als Folge dieser Vorgänge ein förmliches Abschälen oder Abschuppen (Desquamation) der obersten Gesteinslage. Bei Gesteinen dagegen, die keinen so gleichförmigen Zusammenhang besitzen, folgen die aufreißenden Klüfte den Flächen geringsten Widerstandes und zerteilen das Gestein in kantige Brocken verschiedener Gestalt: in Säulen, wenn

*) Vgl. oben S. 91.

das Gestein säulenförmig abgesondert war, in Quader bei quaderförmiger Absonderung oder in ganz unregelmäßige Fragmente bei polyedrischer Absonderung; Schiefer zerfällt in kleine Platten. Die Zertrümmerung reicht so tief herab, wie die Temperaturschwankungen; doch ist sie am vollkommensten unmittelbar an der Oberfläche; hier ist das Gestein in kleine Brocken aufgelöst; gegen die Tiefe hin werden die Brocken größer. Unter Umständen geht die Zertrümmerung grobkörniger Gesteine so weit, dass sie sich in ihre Gesteinselemente auflösen; es bildet sich Grus.

Sehr gefördert wird die mechanische Verwitterung durch die Anwesenheit von Wasser. Erfüllt es die Fugen und gefriert hier, so treibt es infolge seiner beim Gefrieren eintretenden Volumvergrößerung die Fugen auf. Außerdem findet nach Blümcke beim Gefrieren von Wasser auf einer Gesteinsoberfläche auch noch eine Absprengung von feinsten Partikelchen in Form von Staub statt. Eine sprengende Wirkung üben dazwischen auch die Wurzeln der Pflanzen aus, indem sie in die feinen Spalten eindringen und diese durch ihr Wachsen erweitern; große Blöcke können so aus ihrer Lage gehoben werden. Auch das Gefrieren des Wassers und das Eindringen der Wurzeln findet in geringer Tiefe schon eine Grenze. So kann die mechanische Verwitterung nur bis zu einer ganz bestimmten Tiefe hin vordringen; hat sie diese erreicht, so ist ihr Werk zu Ende. Die entstandene Trümmerdecke schützt das darunter befindliche unverletzte Gestein vor weiterer Verwitterung; erst wenn sie entfernt ist, vermögen Temperaturschwankungen und Frost von neuem die Zerkleinerung des Gesteins zu beginnen.

Die chemische Verwitterung ist an das Vorhandensein von Wasser gebunden. Reines Wasser vermag zwar nur wenige Mineralien zu lösen oder zu zersetzen. Allein die Wasser, die auf der Erdoberfläche cirkulieren, und die man als Tageswässer zusammenfaßt, enthalten fast immer geringe Mengen von Sauerstoff und vor allem von Kohlensäure, die sie aus der Luft aufgenommen haben, dann auch Kochsalz. Dazu kommen, besonders in den Tropen, kleine Mengen salpetriger Säure. Die Vegetation liefert dem Wasser eine Reihe von Säuren, so außer Kohlensäure auch Humussäure. Ammoniak und salpetersaure Salze gelangen als Ausscheidungs- oder Verwesungsprodukte tierischer Organismen ins Wasser. So gering diese Beimengungen sind, so genügen sie doch, um das Wasser zu befähigen, Mineralien zu lösen, die in reinem Wasser unlöslich sind, und andere zu zersetzen, die von reinem Wasser gar nicht oder doch nur sehr schwer zersetzt werden können.*)

Außerordentlichen Widerstand stellt sowohl der Lösung als auch der Zersetzung der Quarz entgegen; er überdauert den chemischen Verwitterungsprozess fast unverletzt. Der Zersetzung zugänglich sind vor allem die Feldspäte; sie büßen ihren Gehalt an Alkalien und alkalischen

*) Die chemischen Prozesse bei diesen Zersetzungen sind sehr verwickelt. Vergl. J. Roth, Allgemeine und chemische Geologie. Bd. I. Berlin 1879.

Erden ein und ein wasserhaltiges Thonerdesilikat — der Kaolin — bleibt zurück. Das Gleiche gilt von den Mineralien der Hornblende und Augitreihe, in geringerm Maß auch von den Glimmern; der Rückstand ist bei ihnen durch hohen Eisengehalt rot bis braun gefärbt. Kalksteine, Gyps und Steinsalz werden von den Tagwässern ganz gelöst.

Aus diesem Verhalten der Mineralien ergiebt sich ohne weiteres das Verhalten der verschiedenen Gesteine zur chemischen Verwitterung. Unzersetzbar und unlöslich sind alle Quarzgesteine, also die Quarzgänge, die Quarzite, der Quarzsand und desgleichen die Sandsteine, so weit sie nicht etwa ein lösliches oder zersetzbares Bindemittel haben. Nur die mechanische Verwitterung kann sie zerkleinern, die chemische nicht Das Gleiche gilt von allen Thonen und Thongesteinen; nur soweit sie durch Eisenkies oder Kalk verunreinigt sind, kann ihnen die chemische Verwitterung einiges anhaben. Sehr widerstandsfähig sind auch Glimmerschiefer.

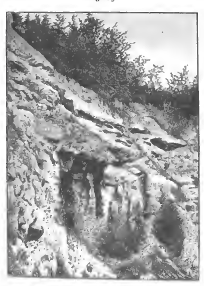
Unter den löslichen Gesteinen ist der Kalkstein besonders wichtig. Reiner Kalkstein kann im Laufe der Zeit in großen Massen von kohlensäurehaltigem Wasser vollständig und ohne Rückstand gelöst werden. Da er jedoch in der Natur fast immer durch kleinere Mengen Thon oder andere Beimengungen verunreinigt ist, so bleibt meist ein unverwitterter Rest als Verwitterungslehm von gelblicher, in warmen Klimaten mehr roter Farbe zurück. Dieser Rest ist sehr beträchtlich beim Verwittern von Mergel; hier wird der Kalkgehalt fortgeführt und aller Thon bleibt zurück. Wie Kalkstein verhalten sich die Kalkkonglomerate und Kalkbreccien, kurz alle reinkalkigen klastischen Gesteine. In hohem Grade löslich sind Steinsalz und Gyps. Zersetzbar, aber nicht löslich sind die Eruptivgesteine und viele krystallinische Schiefer; sie werden von kohlensäurehaltigem Wasser ausgelaugt. Quarzreiche Feldspatgesteine, wie Granit, Gneis, Quarzporphyr, Quarztrachyt u. s. w. liefern einen unreinen Kaolin — einen Verwitterungslehm, in dem die Quarzkörner als Sand enthalten sind, im wesentlichen quarzfreie Feldspatgesteine, wie Syenit, Porphyr und Trachyt, dagegen einen sandfreien Verwitterungslehm. Die Färbung des Verwitterungslehms hängt von seinem Gehalt an Eisen in Form von Eisenoxydhydrat und Eisenoxyd ab; sie ist um so mehr rötlich oder rötlichbraun, je mehr eisenhaltige Thonerdesilikate im Gestein enthalten waren, um so mehr ockergelb, je mehr jene zurücktraten. In der Regel werden Eruptivgesteine um so langsamer zersetzt, je feinkörniger sie sind. Porphyre widerstehen daher viel länger als Granite. Die vulkanischen Tuffe verwittern dagegen in hohem Grade.

Diese Zusammenstellung zeigt, dass es unter den jüngern Schichtgesteinen wohl lösliche, aber nur sehr wenige chemisch verwitterbare giebt, weit weniger als unter den Eruptivgesteinen und den krystallinischen Schiefern. Der Grund liegt auf der Hand: die jüngern Schichtgesteine bestehen selbst zum guten Teil nur aus umgelagerten Verwitterungsrückständen.

Die chemische Verwitterung ist nicht wie die mechanische auf die äußerste Schicht der Landoberfläche beschränkt; sie kann vielmehr so weit in die Tiefe dringen wie die Tageswässer. Daher reicht sie in wasserdurchlässigen Gesteinen im allgemeinen tiefer herab als in wasserundurchlässigen. Vor allem an Klüften sickern die Tageswässer in die Tiefe und üben auf die Wandungen eine zersetzende und auflösende Wirkung aus, indem sie dabei die Klüfte erweitern und unter Umständen, besonders im Kalkstein, zu Höhlen umgestalten. Sie arbeiten so lange, als sie noch freie Kohlensäure enthalten. Wenn diese und etwa vorhandene andere Reagentien verbraucht sind, und das Wasser mit kohlensaurem Kalk oder Gyps gesättigt ist, hört seine Fähigkeit, das Gestein anzugreifen, auf. Das ist jedoch oft erst in erheblicher Tiefe der Fall.



Fig. 85.



Geologische Orgeln im alten diluvialen Schotter bei Hellriegelsgereut unweit München.
a a altdiluvialer Schotter.
b b jüngerer diluvialer Schotter.
c c Auflagerungsfläche des jüngern Schotters auf dem alten. Die Orgeln entstanden vor der Ablagerung des jüngern Schotters durch Einsickern von Wasser von der alten Landoberfläche *c c* aus.

Viel häufiger als durch das Schwinden der eigenen Kraft findet die chemische Verwitterung bei ihrem Vordringen nach unten dadurch eine Grenze, dass ihre eigenen Verwitterungsprodukte ihr den Weg verlegen. Wo sie keinen Rückstand hinterlässt, wie beim reinen Kalkstein, oder wo die Verwitterungsprodukte porös lagern, da kann sie allerdings fast ohne Ende in die Tiefe arbeiten. Die dazwischen auf Hunderte von Fußen zu schätzenden tief verwitterten Gesteinsmassen der Tropen beweisen das schlagend. Überall aber, wo ein wasserundurchlässiger Verwitterungslehm sich bildet, da bedingt dessen Anhäufung eine Erschwerung der Verwitterung, die sich bis zu einer vollständigen Sistierung steigern kann. Das Vordringen der Verwitterung bleibt dann auf diejenigen Stellen beschränkt, wo aus irgend welchen Gründen die Gewässer in die Tiefe sickern können. An diesen Punkten greift die chemische Verwitterung sackförmig oder schlotförmig in das liegende Gestein ein, wie z. B. bei Hellriegelsgereut unweit

München (Fig. 85). Solche Schlote treten hauptsächlich im Kalksteingebiet auf und sind meist ganz oder zum Teil mit den Rückständen der Verwitterung erfüllt und nur im reinen Kalk davon frei; sie heißen geologische Orgeln. Links und rechts ist das Gestein vollkommen gesund. Dieses ungleichmäßige Indietiefcrücken ist für die chemische Verwitterung überaus bezeichnend. Würde man alle chemischen Verwitterungsprodukte bis herab zum unverwitterten Gestein entfernen, so würde man eine Fläche erhalten, die dort, wo leicht verwitterbare Gesteine den Boden zusammensetzeu, sich tief herabsenkt, im Bereich unverwitterbaren Gesteins aber hoch emporsteigt; mehrfach würde die Fläche Ausstülpungen nach unten in Form von Taschen zeigen, die meist Klüften folgen.

Hand in Hand mit der Wegführung der gelösten Bestandteile verwitterter Gesteine geht an anderen Stellen eine Ablagerung derselben. Darauf führt sich zunächst die so häufige oberflächliche Verfestigung lockerer Gesteine, sowie die Bildung einer Verwitterungskruste zurück. Das mit Lösungsprodukten beladene Wasser tritt kapillar an die Oberfläche des Gesteins, verdunstet hier und lässt die gelösten Massen ausgeschieden zurück. Besonders schön tritt die Erscheinung bei Sandsteinen, aber auch bei Ablagerungen von Kalkgeröllen auf. Diese sind oft sowohl an Wänden als auch in ihren obersten Schichten zu Nagelfluh verkittet, während die tiefern Teile locker sind. Auf ein entsprechendes kapillares Aufsteigen des Grundwassers zur Oberfläche und ein Verdunsten führen sich auch die Salzausblühungen zurück, die in Wüsten beobachtet werden. In der Tiefe findet in Klüften und feinen Spalten eine Ausscheidung der im Wasser gelösten Substanzen statt; so kommt es z. B. zur Bildung von Adern von Kalkspat und zur Verfestigung lockerer klastischer Gesteine.*) Auch die Mineralgänge sind zum Teil so entstanden.

Geographische Verbreitung und Geschwindigkeit der Verwitterung. Mechanische und chemische Verwitterung schließen einander zwar nicht direkt aus, doch erreichen sie in ganz verschiedenen Regionen ihre höchste Intensität. In kontinentalen Gebieten, besonders in den Wüsten, begünstigt der heitere Himmel am Tage die Erhitzung und in der Nacht die Abkühlung; daher ist die mechanische Verwitterung sehr groß und der Boden oft weithin mit Gesteinsscherben übersäet, die sich durch Zerspringen von Geröllen oder anstehendem Fels bilden. Oft begegnet man der Abschuppung. Die Zertrümmerung geht bei Sandsteinen und krystallinischen Massengesteinen bis zur Bildung von Sand. Frost trägt zu dieser Zertrümmerung nichts bei, da in den Wüsten Wasser fast ganz fehlt. Gebiete gewaltiger mechanischer Verwitterung durch Frost sind die Umgebung der Pole und die Hochgebirgsregion der Gebirge in der Nähe der Schneegrenze. Die Zertrümmerung erfolgt hier um so rascher, je häufiger Wasser zum Gefrieren kommt; sie reicht umso tiefer, je stärker der Frost ist. Gewaltige Schuttmassen bedecken als Produkt der Verwitterung den Boden

*) Über Quellenabsätze siehe oben S. 182 und 184.

und gar mancher Gipfel besteht nur aus einem Haufwerk von Blöcken. Überall aber, wo Vegetation, besonders Waldvegetation, den Boden deckt, da ist das Walten der mechanischen Verwitterung gehemmt, da die Pflanzendecke das liegende Gestein vor Temperaturschwankungen schützt.

Da die chemische Verwitterung an die Existenz von Wasser gebunden ist, tritt sie in den Wüsten ganz zurück. Nur an schattigen Stellen entfaltet sie ihr stilles Wirken. Aber auch in den polaren Gebieten und in der Hochgebirgsregion spielt sie keine Rolle, da ihr hier nur kaltes Wasser zur Verfügung steht und dieses das Gestein weit weniger anzugreifen vermag als warmes. Besonders stark entwickelt ist sie, wo gleichzeitig Feuchtigkeit, Wärme und reiche Waldvegetation vorhanden sind, also vor allem im tropischen Waldland. Hier ist durch die von der Vegetation gelieferte Kohlensäure und Humussäure das Gestein oft tiefgründig zersetzt. In Brasilien erreichen die verwitterten Karbonschichten eine Mächtigkeit von 120 *m*. 30 *m* tief ist nach Darwin der Granit und Gneis bei Rio verwittert und zwar in dem Grade, dass er sich mit dem Messer schneiden lässt. Gewaltige Flächen sind in dieser Weise in den Tropen mit verfaultem Gestein bedeckt. In unseren Breiten spielt die chemische Verwitterung eine kleinere Rolle wie in den Tropen, doch ist sie immer noch bedeutend genug.

Trotzdem in dieser Weise die Hauptgebicte mechanischer und chemischer Verwitterung einander ausschließen, sehen wir doch auch mehrfach beide Arten von Verwitterung einander die Hand reichen: die mechanische Verwitterung lockert das Gestein und öffnet dadurch der mit den Tagwässern eindringenden chemischen Verwitterung den Weg.

Über die Geschwindigkeit der Verwitterung liegen wenige Beobachtungen vor. Goodchild berichtet, dass Grabsteine aus Kalk im feuchten England in 10—12 Jahren um 1 *mm* erniedrigt wurden. Nach C. Friedel sollen die Wände eines in der Nähe von Canton 1842 in Granit gesprengten Hohlweges 1860 schon 8—10 Zoll tief verwittert gewesen sein. Im trockenen Ägypten haben sich nach v. Richthofen Skulpturen aus der ältesten Zeit in Granit und Syenit scharf erhalten, während Marmor und Nummulitenkalk rasch verwittern. J. Walther schildert, wie anderthalb Jahrtausende alte Inschriften an Felsen der ägyptischen Wüste in der Sonne vortrefflich erhalten waren, im Schatten dagegen, wo etwas Feuchtigkeit sich zeitweise halten und eine chemische Verwitterung einleiten konnte, viel weniger gut. Im Ennsthal ist dagegen die Schrift des granitenen Buch-Monumentes schon in 30 Jahren stark angegriffen worden (Penck).

Bodenbildung durch Verwitterung. Die Verwitterung, insbesondere die chemische, ist dadurch von allergrößter Bedeutung, dass sie den Boden mechanisch und hauptsächlich auch chemisch lockert und ihn so befähigt, eine Vegetation zu tragen. Die mechanische Verwitterung für sich schafft nur Gesteinsschutt, keinen Erdboden; zu dessen Bildung ist die Mitwirkung der chemischen Verwitterung unerlässlich. Die Resultate sind

in verschiedenen Klimaten ganz verschieden. In den regenreichen Gebieten der Tropen begegnen wir dem tief zersetzten Gestein und dem Laterit. Bei jenem ist das Gestein zwar durch und durch verfault, aber die Gesteinsstruktur noch erhalten. Das ist beim Laterit nicht mehr der Fall; er ist der strukturlose Rückstand der chemischen Verwitterung, durch Eisenoxyd rot gefärbt. Oft hat seine Oberfläche ein schlackiges Aussehen. Er kann sich aus den verschiedensten Gesteinen bilden und enthält nicht selten gänzlich verwitterte, ausgelaugte Bruchstücke derselben. Er ist für Wasser in hohem Grade durchlässig und gestattet daher der Verwitterung tief in den Boden einzudringen; so gewinnt er oft große Mächtigkeit. Sein Liegendes ist bald tiefzersetztes, bald auch frisches Gestein. Brasilien, das tropische Afrika und Indien sind seine Hauptgebiete; doch kommen noch am Südfuß der Alpen lateritartige Verwitterungsgebilde vor. In mittleren Breiten tritt an seine Stelle der Verwitterungslehm, der durch Eisenoxydhydrat braun gefärbt ist und oft ausgelaugte Gesteinsbrocken führt; er fehlt in hohen Breiten.

In den kühlen und dabei nicht zu trockenen Gebieten spielt der Vegetationsboden oder Humusboden — die Ackerkrume — eine grosse Rolle. Es ist ein Gemenge von verwesenden Pflanzenresten und zersetztem Gestein — ein vorzüglicher Nährboden für Pflanzen, der durch Regenwürmer in ausgiebiger Weise umgearbeitet und immer wieder von neuem umgearbeitet wird, wie Darwin zeigte. In heißen Gebieten kommt Humusboden nicht vor, weil die Verwesung hier zu rasch erfolgt, ebenso in Gebieten mit ausgesprochener Trockenzeit. In hohen Breiten, wo die chemische Verwitterung fehlt oder doch ganz zurücktritt, findet sich an Stelle des Humusbodens Torf d. h. verkohlende Pflanzensubstanz ohne Beimengung von mineralischen Verwitterungsprodukten.

Solange die von der Verwitterung geschaffenen Trümmer am Ort ihrer Entstehung liegen bleiben, so lange ist von einer Formengebung durch Verwitterung nicht die Rede. Ihre Hauptbedeutung liegt überall darin, dass sie das Gestein durch Zerkleinerung und Zersetzung erst transportfähig macht und in dieser Weise den abtragenden Kräften vorarbeitet. Erst wenn die Verwitterungsprodukte entfernt sind, zeigen sich Oberflächenformen, deren Einzelheiten durch das Vordringen der Verwitterung bedingt sind.

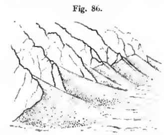
Absturz und Abspülung.

Unter einer mächtigen Decke von Schutt und Verwitterungslehm würde die Verwitterung die ganze Landoberfläche begraben, wenn nicht fortwährend Kräfte thätig wären, die Verwitterungsprodukte immer wieder zu entfernen. Es geschieht dies hauptsächlich durch Absturz und durch Abspülung.

Absturz. Löst die Verwitterung an steilen Gehängen Gesteinstrümmer los, so vermögen diese sich auf die Dauer nicht an ihrer Lagerstätte zu halten, sondern stürzen in die Tiefe, meist gleich nach ihrer Losbröckelung,

dazwischen aber auch erst bei Regenwetter, wenn der Boden schlüpfrig geworden ist. Dieser Vorgang wiederholt sich immer wieder und das Resultat ist, dass die oben abgestürzten Schuttmassen sich am Fuss des Gehänges als Schutthalde anhäufen. Oft erfolgt das Abstürzen nicht gleichmäßig über die ganze Fläche des Gehänges hin, sondern vorwiegend längs gewisser Linien — der Steinschlagrinnen. An deren unterm Ende baut sich dann der Schutt kegelartig ins Thal hinaus. (Fig. 86.) Die Böschung der Schutthalden schwankt von Ort zu Ort nicht unbeträchtlich; 15° und 40° dürften die Extreme, rund 30° der häufigste Wert für Schutthalden sein, die ganz ohne Mitwirkung von Wasser entstehen. Dieser Böschungswinkel kann nicht überschritten werden; geschieht das für einen Augenblick, wird also der Schuttkegel übersteil, so wird doch sofort durch Abrutschen der zu steilen Partieen wieder die alte Böschung hergestellt. Es ist genau wie bei einem Haufen trocknen Sandes: man mag abgraben, so viel man will, und wird doch nie eine Böschung erzielen, die steiler ist als diejenige, die der Sand bei freier Aufschüttung annimmt. Dieser Winkel von 30° giebt zugleich die untere Grenze an, über die sich die Böschung eines Felsgehänges erheben muss, damit ein regelmäßiges Abstürzen der losgelösten Trümmer stattfindet.

Fig. 86.



Schutthalden, aus Steinschlagrinnen sich ins Thal hinausbauend (nach Heim).

Die Schuttmassen, die in dieser Weise im Hochgebirge zur Tiefe gelangen, sind außerordentlich groß. Würden nicht gewisse Vorgänge ein endloses Wachsen verhindern, so würden die Schutthalden immer höher und höher an den Gehängen hinaufgreifen und schließlich die Wände ganz verhüllen; es könnten sich steiler abgeböschte Felshänge nirgends auf die Dauer halten. Unter den das Anwachsen der Schutthalden hemmenden Vorgängen stehen die Flüsse obenan. Sie schneiden die Halden, die bis in ihr Bett vorgedrungen sind, an; dadurch wird die Böschung übersteil und ein Nachrutschen von oben ist die Folge — die Schutthalde erniedrigt sich.

Nicht immer fallen Felstrümmer in kleinen, erst im Laufe der Zeit sich summierenden Mengen. Dazwischen treten Abbrüche von gewaltigen Felsmassen auf einmal, katastrophenartig ein — die Bergstürze. Die Bedingungen zur Entstehung von Bergstürzen sind besonders im Hochgebirge oft vorhanden. Es bedarf dazu nur eines untergrabenen, übersteilen Gehänges. Die große Mehrzahl der Gesteine wird von Flächen geringerer Kohäsion

Fig. 87.



Verhältnis der Schichtung zum Thalgehänge.
bc übersteiles Gehänge;
abd normales Gehänge;
ae sicheres Gehänge.

durchzogen, seien es Klüfte infolge von Schichtung, von Absonderung oder von Dislokationen. Sobald diese Flächen geringerer Kohäsion in der Richtung des Thalgehänges verhältnismäßig steil geneigt sind, zugleich aber weniger steil als das Gehänge selbst, so dass sie am Gehänge ausstreichen, muss das Gehänge als untergraben oder übersteil bezeichnet werden, da ein solcher Zustand auf die Dauer nicht haltbar ist. Fig. 87 wird das am besten klar legen. Die ausgezogenen parallelen Linien stellen Flächen geringer Kohäsion — etwa Schichtfugen — dar. Ist der Böschungswinkel des Gehänges kleiner als der Neigungswinkel der Kluftflächen, so ist das Gehänge sicher (gestrichelte Linie); ist er gleich, so

Fig. 88.



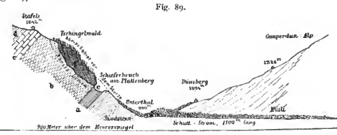
Abrissnische des Bergsturzes von Kandersteg.
(Nach einer Photographie des Verfassers).
Die Fortsetzung des Fisistocks östlich der senkrechten Wand ist auf den schimmernden Schichtflächen zur Tiefe gefahren.

ist das Gehänge normal; ist er größer, so ist das Gehänge untergraben oder übersteil. Der Zusammenhang des Gesteins braucht nur entlang der Fuge *bd* etwas gelockert zu werden, so stürzt die ganze oberhalb befindliche Gesteinsmasse herab. Im allgemeinen muss der Fallwinkel der Flächen geringer Kohäsion zum Zustandekommen eines Bergsturzes 30° übersteigen; doch schwankt diese Grenze, weil die Reibung von Stein auf Stein je nach dem Gestein verschieden ist. Da die Flächen geringster Kohäsion bei den meisten Schichtgesteinen Schichtflächen sind, so sind übersteile Isoklinalgehänge besonders für Entstehung von Bergstürzen

günstig. Bergstürze, die durch ein solches Ausgleiten der untergrabenen Schichten auf einer Schichtfläche entstehen, bezeichnet Penck als Felsausrutschungen. Solche Felsausrutschungen sind z. B. der gewaltige Bergsturz von Flims und die Bergstürze von Felsberg im Rheinthal oberhalb Chur, desgleichen der prachtvolle Bergsturz von Kandersteg im Berner Oberland. Die Abrutschfläche des letzteren schimmert viele Kilometer weit hin (Fig. 88).

Streicht am übersteilen Gehänge eine thonige Schicht aus, so kann leicht, wenn diese stark durchfeuchtet ist, auf ihr das Hangende ins Glitschen kommen, auch bei einem Fallen der Schichten weit unter 30°; die thonige Schicht funktioniert als Schmiermittel, wie das beim Bergsturz von Goldau 1806 der Fall war. Heim nennt solche Bergstürze Felsschlipfe. Auch Gehänge, die in Bezug auf Absonderungsflächen übersteil sind, desgleichen alle unterhöhlten Gehänge, neigen zu Bergstürzen. Durch künstliche Unterhöhlung entstand der Elmer Sturz von 1881. (Fig. 89).

Fig. 89.



Profil durch das Gebiet des Bergsturzes bei Elm vom 11. September 1881 nach A. Heim. *a* eocäne Dachschiefer, *b* weichere Schiefer, *c* Nummulitenkalk, *d* Schiefer, *e* ehemaliger Schieferbruch, *f* abgestürzte Schiefermasse.

Von den eigentlichen Felsstürzen und Felsschlipfen unterscheidet Heim die Schuttrutschungen und Schuttstürze. Auch sie entstehen an übersteilen Gehängen; allein die Übersteilheit ist hier eine Folge der starken Durchfeuchtung des Schuttes, der als Schlammstrom sich in Bewegung setzt und oft durch Entwässerung zum Stehen gebracht werden kann.

Eine ganz besondere Art von Bergstürzen bilden endlich die Einstürze; sie sind an die Existenz von Hohlräumen und daher an das Auftreten löslicher Gesteine geknüpft. In höhlenreichen Kalkstein- und besonders in Gypsgebieten spielen sie eine nicht unwichtige Rolle.

Von seiner ursprünglichen Lagerstätte — dem Abrissgebiet*) — wo in der Regel schon einige Zeit vorher kleine Gesteinsablösungen, Risse und Spalten die nahende Katastrophe ankündigten, stürzt die Masse des Bergsturzes durch die Sturzbahn zur Tiefe und kommt hier im Ablagerungsgebiet zur Ruhe. Die Bewegung beim Bergsturz ist nur selten vertikal

*) Oft auch Abrissnische genannt.

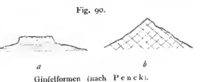
abwärts gerichtet wie bei den Einstürzen; meist erfolgt sie auf schiefer Ebene und ist dann eine Art Fließen und zwar um so mehr, je weniger geneigt die Sturzbahn ist. Die einzelnen Trümmer, die mit großer Geschwindigkeit abwärts schießen, hindern einander am freien Springen und verschieben sich an einander wie die Teilchen einer Flüssigkeit. Infolge des Umstandes, dass nur ein Teil der Trümmer die Reibung an den Gehängen des Berges zu überwinden hat, der andere aber nur die Reibung an Nachbarstücken, die sich gleichfalls, aber mit etwas anderer Geschwindigkeit oder nach anderer Richtung bewegen — also gleichsam nur eine innere Reibung — vermag die Masse des Bergsturzes weit über die Schutthalden hinaus zu schießen; sie überdeckt, zur Ruhe gekommen, oft eine große Fläche. Dabei schmiegt sich der Trümmerstrom auf das allerengste den Formen des Thales an. So wurde der Sturz von Elm, nachdem er zuerst geradeaus gegangen war, am Düniberg, an dem er wohl 100 *m* hoch hinauf brandete, in die Richtung des Hauptthales abgelenkt.

Die Gesteinsmassen, die in einem Bergsturz zur Tiefe brechen, können sehr bedeutend sein. Der Bergsturz von Kandersteg umfasst z. B. 1 *cbkm.* Trotzdem machen sich die Lücken, die sie am Berg hinterlassen, nur dann sehr augenfällig geltend, wenn das Abrissgebiet in der Gipfelregion der Berge liegt, wie bei Flims und Kandersteg, wo große Bergklötze abgerutscht sind, oder bei der Bocca di Brenta, wo 1882 eine 300 *m* hohe Bergspitze abstürzte. Ihre Bedeutung für die Ausgestaltung der Formen der Erdoberfläche ist weit geringer als die der regelmäßigen Schuttabfuhr und Schutthaldenbildung.

Die Zahl der Bergstürze, die in den Alpen in historischer Zeit gefallen sind, ist groß, noch größer die der prähistorischen, die niedergingen, als durch das Schwinden der großen Gletscher der Eiszeit die übersteilen Thalgehänge ihr Widerlager verloren.

Die durch Absturz entstehenden Formen sind sehr charakteristisch, sowohl im Abrissgebiet als auch im Ablagerungsgebiet. Im Abrissgebiet bilden sich bei Bergstürzen und gewöhnlichen stetigen Schuttabstürzen im wesentlichen gleiche Formen. Die Kluftsysteme, an denen die Verwitterung in die Tiefe arbeitet und an denen der Abriss erfolgt, werden hier maßgebend. Oft sind bei Schichtgesteinen außer den Schichtfugen Klüfte senkrecht zur Schichtfläche vorhanden; dann bilden sich bei horizontaler Lage der Schichten Berge von Tafelform mit senkrechten Abstürzen, bei schräger Stellung der Schichtung und entsprechend auch der Klüftung dagegen Berge von Firstform mit geneigten Gehängen (Fig. 90 *a* und *b*). Auch Gesteine mit ausgesprochener Schieferung weisen in der Regel die Firstform auf. Tafel und First

Fig. 90.



Gipfelformen (nach Penck).
a Tafelform; *b* Firstform.

sind die Grundgestalten der Bergformen, auf die sich alle anderen ohne Schwierigkeit zurückführen lassen.

Die Formen im Ablagerungsgebiet des gewöhnlichen Schuttes und der Bergstürze sind sehr verschieden: dort Schutthalden, die durch gleichförmige Neigung ausgezeichnet sind, hier ein wirres Durcheinander von kleinen Hügeln, die zwischen sich mehrfach Becken einschliessen und hier und da eine Anordnung in Wälle — eine Folge der fließenden Bewegung beim Sturz — erkennen lassen.

Die Einstürze erzeugen im wesentlichen lochartige Vertiefungen im Boden; die Höhle wird durch die Trümmer ausgefüllt; Schutt stürzt von den zuerst vielleicht senkrechten Wänden in die Vertiefung nach und die entstehenden Schutthalden geben ihr eine Trichterform.

Abspülung. Ein Abstürzen der durch die Verwitterung vom festen Gestein losgelösten Trümmer kann nur bei verhältnismäßig steiler Böschung erfolgen. Auf weniger steilen Gehängen häuft sich der Schutt der mechanischen und der chemischen Verwitterung an, wenn ihn nicht die Abspülung durch den Regen entfernt. Die Abspülung wirkt wie das Abstürzen flächenhaft; ihre Wirkungen unterscheiden sich dadurch deutlich von den an eine Linie geknüpften Wirkungen der Flüsse.

Nur wenn die Oberfläche, auf die der Regen fällt, ganz gleichmäßig und einheitlich geneigt ist, wird das ganze Gehänge gleichmäßig vom Regenwasser überspült. Fehlt jene Gleichförmigkeit, so vereinigen sich die Wassermassen in zahllosen kleinen Äderchen und Adern, die abwärtslaufen; es ist dann die Abspülung entlang der kleinen Betten jener Adern größer als rechts und links; doch fehlt sie auch hier nicht. Das Wasser ergreift die kleinen von der Verwitterung geschaffenen Trümmer, zuerst die Thonpartikel, die als Rückstand der chemischen Verwitterung zurückblieben, dann die Sandkörner, bei stärkerem Gefälle auch kleine Gesteinsbrocken und reißt sie mit sich fort. Hauptsächlich dadurch, dass diese harten, über das Gestein forttransportierten Körper bald hier, bald dort anprallen und die Wandungen der Rinne scheuern, vermag zugleich das spülende Wasser auch das frische Gestein anzugreifen und Teilchen davon loszutrennen: es korradiert.* Neben der mechanischen Korrasion übt die Abspülung an löslichen Gesteinen auch eine chemische Korrasion aus, indem sie sie löst. Dabei zeigt sich die Neigung Widerstehendes aus dem weniger Widerstandsfähigen herauszupräparieren. Überspülte Felsen sind immer rauh.

Das von der Abspülung herabgeschwemmte Material bleibt nur in seltenen Fällen am Fuß des Gehänges in Form einer Schwemmhalde liegen; meist gelangt es mit dem Wasser in einen Bach oder Fluss und wird von diesem weiter verfrachtet.

*) Statt des Wortes Korrasion, das besonders v. Richthofen in die deutsche Litteratur eingeführt hat, wird dazwischen auch das Wort Korrosion gebraucht. Wir halten am Ausdruck Korrasion fest, weil die Ausdrücke Korrosion und korrodiert doch mehr für chemische Auflösung im Sinn von Zerfressen Anwendung finden. Korrosion ist also chemische Korrasion.

Von Einfluss auf den Betrag der Abspülung ist zunächst die Regenmenge; wo diese sehr gering ist, wie in der Wüste, spielt auch die Abspülung keine große Rolle. Da der Regen im allgemeinen mit der Seehöhe zunimmt, wächst in der gleichen Richtung auch die Abspülung. Besonders stark spülen heftige Regengüsse; daher ist auf der Südseite der Alpen, die heftige Regen erhält, die Abspülung stärker als auf der Nordseite. Wo schmelzende Schneemassen vorhanden sind, ist die Abspülung immer wirksam. Die Zeiten der Schneeschmelze sind daher Zeiten starker Abspülung; in den Niederungen ist es der Frühling, im Hochgebirge der Sommer. Je steiler ein Hang, desto stärker wird er gewaschen; so bleibt auf verhältnismäßig steilen, nackten Felshängen nichts liegen; selbst große Stücke werden fortgeschafft oder, indem sie ihrer Unterlage beraubt werden, zum Abstürzen gebracht. Die Korrasion ist der großen Geschwindigkeit des Wassers und der Größe der bewegten Trümmer wegen sehr erheblich. Aber auch bei ganz kleinen Böschungen ist noch Abspülung vorhanden; die Trübung der Flüsse der Ebene nach starken Regengüssen ist ein Beweis dafür. Freilich erstreckt sich die Abspülung hier hauptsächlich nur auf die Thonpartikel der Verwitterungsrückstände.

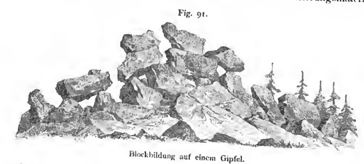
Von maßgebendem Einfluss ist der Gesteinscharakter. Durchlässige Gesteine, in die ein großer Teil des Regenwassers sofort einsickert, sind der Abspülung weit weniger ausgesetzt als undurchlässige, auf denen die gesamte Regenmenge zum Abfluss kommt. Alle thonigen und lehmigen, ferner alle massigen Gesteine werden weit stärker abgespült als etwa Sandsteine und Kalksteine, die den fallenden Regen gierig verschlucken. Auch die Kohäsion des Gesteins spielt eine große Rolle. Weiche Gesteine wie Mergel werden viel stärker bei der Abspülung korradiert als harte, wie etwa Quarzgesteine. Lösliche Gesteine werden von der Abspülung gleichfalls anders bearbeitet wie unlösliche. Mächtige Massen von Lehm und trockenem Schlamm, die den fallenden Regen zuerst gierig aufsaugen, bis sie ganz durchtränkt und dadurch impermeabel geworden sind, verwandeln sich bei anhaltendem Regen in einen Brei, der ins Rutschen kommen und sogar mehr oder weniger rasch abwärts fließen kann — es entsteht eine Mure oder Rüfe (siehe unten S. 236). Endlich ist von hoher Wichtigkeit die Verwitterbarkeit des Gesteins. Gesteine, die von der Verwitterung, besonders von der chemischen Verwitterung, wenig leiden, werden wegen der geringern Zertrümmerung auch viel weniger abgespült.

Einen, wenn auch nicht vollständigen Schutz vor Abspülung gewährt die Vegetation. Dies beruht nur zum Teil darauf, dass sie mit ihren Wurzeln das Erdreich zusammenhält. Viel wichtiger ist, dass es dort, wo Vegetation den Boden ganz überkleidet, nicht zu einem lebhaften Abfließen des Regenwassers kommen kann, wie es die Abspülung verlangt. Der Regen sickert sofort nach dem Fall in den lockeren Vegetationsboden ein, fließt also gar nicht oberflächlich ab, sondern im Boden selbst und entsprechend langsam. Der Boden saugt sich wie ein Schwamm

voll Wasser, das er allmählich erst wieder abgiebt. Das gilt vor allem vom Waldboden. Wald hindert daher die Abspülung fast vollständig, in viel geringerem Maß auch Rasen, doch nur solange er nicht verdorrt ist. Steppen mit periodischem Rasenkleid werden dagegen abgespült.

Gewaltig sind in morphologischer Beziehung die Wirkungen der Abspülung. Ein bedeutungsvoller Faktor ist sie zunächst in der Ausgestaltung der Gipfelformen. Dadurch, dass sie das Verwitterungsmaterial

Fig. 91.



Blockbildung auf einem Gipfel.

entfernt, legt sie die durch die Verwitterung verursachten Formen auch dort frei, wo ein trockenes Abstürzen der Verwitterungsprodukte nicht möglich ist. Ihr Werk sind die Blockmeere oder Felsenmeere der Granitgipfel. Indem sie die Produkte der chemischen Verwitterung, die den Klüften folgte, fortschafft, den unversehrten Kern der einzelnen Blöcke aber liegen lässt, gestaltet sie ein ursprünglich kompaktes Gestein in ein Haufwerk von lose aufeinander getürmten Blöcken um (Fig. 91). Auch bei der Modellierung der zackigen Gipfel des Hochgebirges ist sie rege thätig und unterstützt die Wirkung des Abstürzens; sie entfernt das verwitterte Material und lässt als feine Spitzen und Rippen das unverwitterte stehen.

Fig. 92.

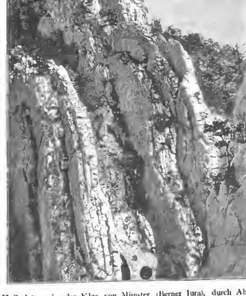


Durch Absturz und Abspülung entstandene Treppenform des Gehänges am Glärnisch (nach Heim).

Ein ferneres Resultat der Abspülung ist die Herausbildung und Erhaltung einer gleichsinnigen Abdachung aller Gehänge bis herunter zum Gewässer, das das Spülwasser sammelt und fortführt. Einzig und allein im Kalkgebirge, wenn etwa das Wasser in Klüfte herabstürzt, um unterirdisch weiter zu fließen, vermag die Abspülung durch Erweiterung jener Klüfte trichterförmige Becken zu bilden, wie sie nicht selten in Karstländern zu beobachten sind. Die unter Mitwirkung der Abspülung

entstandenen Gehänge sind flacher als die ausschließlich durch Absturz gebildeten. Die Abspülung mindert die natürlichen Böschungswinkel der Gesteine und zwar um so mehr, je mehr Wasser in Thätigkeit tritt und je mehr das Gestein abspülbar ist. Daher treffen wir in den Wüsten, wo die Abspülung fehlt, so sehr steile Böschungen. Undurchlässige Gesteine nehmen geringere Böschungen an als durchlässige, weiche geringere als harte, und verwitterbare gleichfalls geringere als unverwitterbare. Da in den Schichtenserien, die die Erdrinde zusammensetzen, fortwährender Wechsel zwischen verschieden beschaffenen Schichten herrscht, so gewinnt allmählich ein jedes überspülte Gehänge, an dem Schichten in mehr oder minder schwebender Lagerung ausstreichen, Treppenform, indem der Böschungswinkel von Schicht zu Schicht wechselt. Kalk und Sandstein bilden die steilern Partieen, Mergel, Schieferthon, Lehm u. s. w. die weniger steilen (Fig. 92). Findet ein Wechsel der Gesteinsbeschaffenheit bei aufrecht gestellten Schichten statt, so werden die der Abspülung widerstehenden harten Gesteine förmlich aus den weichern herauspräpariert; die harten bleiben als Rippen stehen (vergl. Fig. 93). Ja, es kann die Abspülung ganze Pfeiler oder Säulen als Überreste früher weit ausgedehnter Ablagerungen zurücklassen. Ein berühmtes Beispiel hierfür bieten die sogenannten Erdpyramiden, wie sie am Ritten bei Bozen, sowie an andern Punkten der Südalpen beobachtet werden (vergl. Fig. 94). Die Vorkommnisse knüpfen sich in den Alpen an Schlammablagerungen, in die große Blöcke eingestreut sind (Moränen der Eiszeit). Ursprünglich füllte am Ritten die

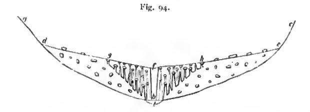
Fig. 93.



Kalkplatten in der Klus von Münster (Berner Jura), durch Abspülung aus weniger widerstandsfähigen Schichten herauspräpariert. (Nach einer Photographie des Verfassers.)

Schlammablagerung ein Thälchen ganz aus; ein Bach hat sich jedoch darin eingeschnitten und nun arbeitet die Abspülung an den Gehängen. Wo der Schlamm ungeschützt liegt, wird er abgespült. Ist ein Block bloßgelegt, so bewahrt dieser seine Unterlage vor Abspülung. Während rechts und links Material entfernt wird, bleibt durch den Block wie durch einen Regenschirm geschützt eine Säule des festen trocknen Schlammes stehen, unter Umständen 30 *m* Höhe erreichend. Oben schlank, verbreitert sie sich nach unten. Solcher Säulen stehen unzählige nebeneinander, die Mehrzahl gekrönt von einem schirmenden Stein. Stürzt der Stein ab, so ist damit der Untergang der Säule besiegelt; sie hält sich noch eine Zeit lang, dann aber erliegt sie der Abspülung, der sie nunmehr schutzlos preisgegeben ist. Wo langanhaltende Regen sehr häufig sind, wie in den Nordalpen, kommt es überhaupt nicht zur Bildung schöner Erdpyramiden. Hier verwandelt sich die Moräne infolge der starken Durchfeuchtung in einen zähen Brei, der seitwärts ausquillt.*)

Fig. 94.



Durchschnitt zur Erklärung der Bildung der Erdpyramiden.
a b c die Wände und die Sohle des im Porphyr ursprünglich ausgewaschenen Thales. *d f e* die Ausfüllung des Thales durch Moränenschutt eines alten Gletschers. *g l h* jetziger Thaleinriss mit Erdpyramiden zu beiden Seiten.

Auf analoge Weise können alle möglichen harten Gesteine aus einer weichern Umgebung herausgeschält werden. Besonders schön ist das bei Gängen vulkanischer Gesteine zu beobachten, die weiche Tuffmassen durchsetzen; als mächtige Platten ragen sie über ihre Umgebung empor. Berühmt ist ferner der «Pfahl» im bairischen Wald, ein auf einer Strecke von 140 *km* aus Gneis herauspräparierter Quarzgang, der bald als zackige Mauer, bald als Klippenzug erscheint.

Die Entstehung der Erdpyramiden zeigt, wie die Abspülung in einer im großen und ganzen homogenen Ablagerung durch zufällige Hindernisse zu ungleichmäßiger Arbeit gezwungen wird. Das wiederholt sich oft an Gehängen. Ein kleiner Stein kann die abwärts fließenden Wasser teilen und sie links und rechts abströmen lassen; während er das unterhalb gelegene Gestein vor Abspülung schützt, werden zu beiden Seiten vom Wasser Furchen eingenagt; so wird die Abspülung in gewisse

*) Ausgezeichnete Erdpyramiden zeigt uns auch das beistehende Bild Fig. 95 aus dem Himalaya. Typisch sind hier auch die Schutthalden entwickelt.



Fig. 95. Erdpyramiden am Lagudarsibach bei Kioto, Spiti, Himalaya.
(Nach einer Photographie.)

lineare Bahnen gelenkt. Sie erzeugt dann parallel zu einander abwärts laufende Rinnen, sogenannte Regenrinnen (Fig. 96). Die bekannteste, auch im regenreichen Europa mehrfach vorkommende Art der Regenrinnen sind die Karren oder Schratten. Sie entstehen infolge der Fähigkeit des Wassers Kalk zu lösen. Da die Löslichkeit von Punkt zu Punkt wechselt, so schafft das über eine geneigte Kalkfläche herabrieselnde Wasser bald Unebenheiten. Sind diese einmal vorhanden, dann koncentriert sich das Abfließen auf einzelne Linien, und an diesen wird nun


Fig. 96.



Regenrinnen auf geneigtem Schrattenkalk am Säntis (Schweiz).
(Nach einer Photographie des Verfassers.)

der Kalk energisch gelöst, während er rechts und links weit weniger angegriffen wird. Immer mehr vertieft sich jede Rille und die Scheiderücken dazwischen heben sich immer schärfer heraus. Dabei erweitern sich die Rinnen am Grund. Nicht selten erreichen sie 1—2 *m*, ja sogar 4—10 *m* Tiefe. Ihre Gestalt ist äußerst unregelmäßig, entsprechend unregelmäßig auch die der Rücken (Fig. 97 und 98); sie ziehen meist einander parallel; oft kommen ihnen von den Rippen rechts und links kleine Nebenfurchen zu. Die Rippen und Kämme zwischen den Furchen sind nicht selten messerscharf, so dass viele Karren schwieriger zu durchwandern

sind als manches Gletscherlabyrinth. Dabei ist die Oberfläche des Gesteins rauh: alle die weniger löslichen Partieen und Partikel bilden Erhabenheiten. Neben diesen ausschließlich auf die Wirkungen des fließenden Wassers zurückzuführenden Rinnen der Karrenfelder treten in manchen Karrengebieten auch tiefe Fugen auf, die an Klüfte im Gestein geknüpft sind, welche durch das Wasser erweitert wurden; diese Fugen verlaufen ziemlich unabhängig von der Neigung der Oberfläche und zeichnen sich durch ihre Größe und Tiefe aus. Sehr schön werden sie von E. Chaix aus dem Gebiet der Désert de Platé in den savoyischen Kalkalpen geschildert.

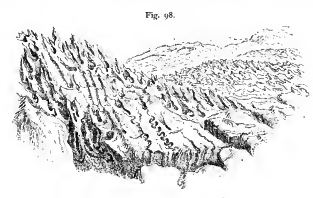
Fig. 97.



Karren im Durchschnitt.

Das Auftreten von Karren ist ganz an lösliche Gesteine geknüpft. Niemals zeigen sie sich auf Schiefer, auf massigem Gestein oder auf Sandstein. Karrenähnliche Gebilde treten dagegen dazwischen auf Gyps und ebenso auf Eis und auf Schnee auf. Die typischen Karren aber sind eine Eigentümlichkeit reiner Kalksteine. Hier entstehen Karren auf allen frei

Fig. 98.



Karren auf der Silbernalp (nach Heim.)

zu Tage liegenden Kalkflächen und in allen Höhen, sofern nur abspülendes Wasser wirksam ist. Die Vegetation ist der Bildung der Karren feindlich, weil sie die Abspülung hemmt. Wo man im Walde Karren findet, da sind sie gleichsam tot — sie vertiefen sich nicht weiter und die Rücken zwischen ihnen haben alle Schärfe verloren. Sie sind in vielen Fällen offenbar zu einer Zeit entstanden, wo der Boden vegetationslos war.

Besonders schön entwickeln sich Karren auf schwach geneigten Kalkflächen. Selbst auf fast vollkommen horizontalen Flächen treten sie

auf, doch fehlt ihnen dann die regelmäßige parallele Anordnung. Dafür finden sich hier in großer Zahl Karrenbrunnen; es sind das durch Auflösung brunnenartig erweiterte Klüfte, in denen das abspülende Wasser in die Tiefe verschwindet. Ihre Wandungen sind gewaltig zerfressen. Auf stark geneigtem Gelände sind Karrenbrunnen seltener. Zu den großartigsten Karrenfeldern gehören diejenigen der Silbernalp und der Karrenalp im Kanton Glarus, die Heim in seiner Monographie der Karren eingehend schildert (vgl. Fig. 97 und 98). Ein ausgezeichnetes Karrengebiet ist ferner der Karst. Überhaupt neigen alle vegetationslosen Kalkplateaus zu Karrenbildung.

Die geographische Verbreitung der Abspülung ergiebt sich eigentlich schon aus dem oben über die sie beeinflussenden Faktoren Gesagten. Die regenreichen Gebiete der Erde wären der Abspülung am meisten ausgesetzt; allein gerade sie sind im allgemeinen durch üppige Vegetation vor Abspülung geschützt. Um so gewaltiger entwickelt sich die Abspülung, wo das natürliche Pflanzenkleid von Menschenhand verletzt ist: in den ihres Waldes beraubten Gebieten ist sie nicht selten verheerend thätig. Gleichfalls stark heimgesucht sind die Teile der Erdfeste, die über die Vegetationsgrenze emporragen: die Hochgebirgsregionen, die dazu noch besonders reichlichen Regen genießen; desgleichen die Polarregionen. Verhältnismäßig sehr stark abgespült werden Gebiete geringern Niederschlages, die spärlich bewachsen zu sein pflegen, während Gebiete ohne oder fast ohne Niederschlag wieder der Abspülung entzogen sind. Das gilt vor allem von den Wüsten; hier übernimmt zum Teil der Wind die Rolle der Abspülung bei der Entfernung der Verwitterungsprodukte.

Dadurch dass die Abspülung die Böschung der Gehänge mindert, trägt sie in hohem Grade zur Erniedrigung des Landes bei. Diese Erniedrigung geht so lange vor sich, als das abfließende Regenwasser noch zu spülen vermag; das aber hört erst bei sehr kleinen Böschungen auf. Wie rasch die Abtragung des Landes erfolgt, hängt jedoch nicht sowohl von der Abspülung ab als von der Verwitterung, die das Gesteinsmaterial für die Abspülung vorbereitet. Immer aber ist der Abspülung durch die Flussläufe, in die das Wasser einfließt, eine Grenze gesetzt. Unter das Niveau der Flussläufe vermag die Abspülung das Land nicht zu erniedrigen. Liegen die Flussläufe eines Gebietes fest, so dass sie sich nicht in ihre Unterlage einschneiden, so werden Verwitterung und Abspülung zusammen schließlich ganz flache Oberflächenformen schaffen, die nach den Flüssen zu sich abdachen, aber in so geringen Böschungen, dass diese gerade noch genügen, um das Abfließen des Wassers zu gestatten, ohne dass dieses imstande wäre, Material mit sich zu schleppen. Eine weitere Erniedrigung ist ausgeschlossen. Schneiden dagegen die Flüsse in die Tiefe ein, so bieten sich der Abspülung immer neue Angriffspunkte in den übersteilen Partieen und sie trägt unter Umständen die Gehänge ebenso rasch ab, wie der Fluss sein Bett eintieft. (Vgl. unten S. 233).

Flüsse und Flusswirkungen.

Allgemeine Eigenschaften der Flüsse. Der auf die weiten Flächen des Landes fallende Regen, zusammen mit dem austretenden Quellwasser, fließt, der Neigung des Bodens folgend, ab und sammelt sich bald in Wasserläufen. Kleine Wasserläufe heißen Bäche; die Bäche treten zu Flüssen zusammen und die Flüsse zu Strömen. Jeder Wasserlauf, mag er groß oder klein sein, hat einen Ursprung und ein unteres Ende. Da der Ursprung nicht selten durch eine aus dem Gestein hervortretende Quelle gekennzeichnet wird, gebraucht man dafür meist das Wort Quelle. Oberhalb des Ursprungs ist von einem geschlossen fließenden Bach nicht mehr die Rede; das Wasser überspült hier den Boden schon mehr flächenhaft oder doch in zahllosen kleinen Adern. Das untere Ende eines Wasserlaufes heißt Mündung, sofern der Lauf sein Wasser hier mit einem andern Wasserlauf vereinigt oder sich in ein stehendes Gewässer ergießt. Endigt der Lauf dagegen durch Versickern oder Verdunsten ohne ein anderes Gewässer zu erreichen, so spricht man von einem blinden Stromende oder auch Stromende schlechthin. Viele Steppenflüsse haben wohl ein Stromende, aber keine Mündung. Zwischen dem Ursprung und der Mündung, bezw. dem Stromende, spannt sich der Wasserlauf in einer stetig absteigenden und nirgends aufsteigenden Kurve aus; Flüsse fließen immer bergab. Die Strecke vom Ursprung zum Ende legt ein Wasserlauf nie auf dem allerkürzesten Weg zurück, sondern immer mit Umwegen. Das Verhältnis der thatsächlichen Länge des Laufes zur geraden Entfernung zwischen Ursprung und Ende bezeichnet man als Stromentwicklung.

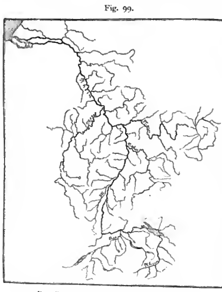
Dasjenige Gebiet, aus dem ein Wasserlauf sein Wasser bezieht, heißt sein Einzugsgebiet oder Stromgebiet. Die sämtlichen Wassermassen eines Einzugsgebietes verlassen dieses in einem einzigen Wasserlauf. Jedes Einzugsgebiet hat eine gleichsinnige Abdachung, d. h. man kann von jedem Punkt auf einem bestimmten Weg bis zum untern Ende des Einzugsgebiets gelangen, ohne nur einmal aufwärts zu steigen. Umgrenzt wird das Einzugsgebiet durch Wasserscheiden, die es allseitig von den Einzugsgebieten benachbarter Wasserläufe abgliedern; an ihnen scheiden sich die Regenwasser, wie an einem Dachfirst und fließen nach links dem einen, nach rechts dem andern Wasserlauf zu. Die Wasserscheiden entsprechen Anschwellungen der Landoberfläche; sie sind jedoch keineswegs immer an deutliche Kämme oder an Gebirge geknüpft; gerade die Hauptwasserscheiden, die die größten Stromgebiete von einander trennen, ziehen vielfach über ebenes Land dahin.

Jeder Bach hat sein Einzugsgebiet; vereinigen sich mehrere Bäche zu einem Fluss, so schließt das Einzugsgebiet dieses Flusses auch die Einzugsgebiete der einzelnen Bäche in sich ein. Die Größe des Einzugsgebiets kann sehr verschieden sein. Vom Einzugsgebiet eines kleinen Baches von wenigen Quadratmetern bis zu dem eines Riesen-

stromes giebt es alle Zwischenstufen. Der Amazonas hat ein Einzugsgebiet, das nahezu gleich der Hälfte von Europa ist; ihm folgen La Plata, Obj und Mississippi, jeder mit einem Einzugsgebiet etwa gleich drei Zehnteln von Europa, und Jenissei, Nil und Lorenzstrom gleich einem Viertel. Die Wolga, der größte Strom Europas, entwässert nur $^1/_8$ unseres Erdteils.

Sehr mannigfach kann sich die Form des Einzugsgebietes gestalten; meist aber ist sie mehr oder minder birnförmig, so dass die Breite etwa von der Mitte gegen die Mündung des Flusses hin abnimmt (Fig. 99). Es ist das eine Folge davon, dass sich zwischen die Einzugsgebiete größerer Flüsse in der Nähe ihrer Mündung selbstständige kleine Einzugsgebiete einschalten, die ihr Wasser nicht jenen großen Flüssen zusenden, sondern in das gleiche Gewässer münden, dem jene tributär sind, sei es nun ein Strom oder das Meer. So schalten sich zwischen die Stromgebiete der Elbe und des Rheins diejenigen der Weser und der Ems ein, zwischen Ems und Rhein wiederum Hunse und Vecht, und zwischen diese noch einige kleine direkt ins Meer gehende Bäche.

Fig. 99.



Das Stromgebiet des Rheins (1 : 8 000 000).

Innerhalb seines Einzugsgebietes kann ein Flusssystem sich ganz verschieden entwickeln. In der Regel unterscheidet man einen Hauptfluss, der sich durch Wasserreichtum auszeichnet, und Nebenflüsse, die in jenen einmünden. Herrscht eine Neigung des Bodens nach einer Richtung vor, so stellen sich parallele Flussläufe ein, die sich unter spitzem Winkel vereinigen, wie die Flüsse des schwäbischen Alpenvorlandes; welcher Fluss dabei zum Hauptfluss wird, hängt von zufälligen Verhältnissen ab. Begegnen einander zwei Abdachungen, so findet sich dort, wo sie zusammenstoßen, der Hauptfluss, in den sich von links und rechts, untereinander parallel, die Nebenflüsse ergießen. Sind dabei beide Abdachungen an Fläche gleich groß, so entsteht ein symmetrisches Flusssystem, wie das des Po in der Poebene, sind sie ungleich, ein asymmetrisches, wie das der Donau oberhalb Wien.

Auf die Dichtigkeit des Flussnetzes ist die Durchlässigkeit des Gesteins von großem Einfluss, das das Einzugsgebiet zusammensetzt. In durchlässigem Gelände sind Flüsse überaus spärlich, weil alles Wasser versickert, im undurchlässigen dagegen sehr häufig. Ausgezeichnet ist das im Einzugsgebiet der obern Yonne und der obern Seine zu sehen (Fig. 100). Von maßgebendstem Einfluss ist das Klima. In regenarmen Gebieten, die meist noch eine starke Verdunstung haben, trifft man weite Strecken, die ganz flussfrei sind. Findet sich hier doch einmal ein Fluss, so stammt er aus einem entfernten Gebirge und erhält aus der trocknen Region gar keine Zuflüsse, wie z. B. der Colorado oder Euphrat und Tigris.

Fig. 100.

Einzugsgebiet der oberen Yonne und der oberen Seine (nach de Margerie und de la Noë).

Durchlässiger Boden findet sich zwischen Arcis-sur-Aube und Troyes, sowie zwischen Tonnerre, Montbard und Avallon. Die Flächen dazwischen mit dichtem Flussnetz haben undurchlässigen Boden. Masstab 1 : 1 500 000.

Je steiler die Abdachung ist, desto entschiedener ist die Richtung der einzelnen Zweige des Flussystems, desto bestimmter die Entwässerung. Bei schwacher Neigung dagegen ist der Lauf überaus kompliziert und verworren. Überall, wo ein Oberflächengefälle überhaupt nicht vorhanden ist, haben wir eine unbestimmte Entwässerung vor uns. Das Wasser stagniert und es entstehen Sümpfe; ein treffliches Beispiel bieten die Rokitno-Sümpfe. Gebiete unbestimmter Entwässerung zeichnen sich wie durch das Fehlen von bestimmten Wasserläufen so naturgemäß auch durch das Fehlen von Wasserscheiden aus. Das gilt auch von den wasserlosen Gebieten, vor allem von den Wüsten. Zu trennen von den Gebieten unbestimmter Entwässerung sind die Gebiete unsichtbarer oder unterirdischer Entwässerung; sie werden immer von stark durchlässigen Gesteinen aufgebaut. Hierher gehören Kiesflächen, deren Entwässerung nur durch das Grundwasser erfolgt, und wo wir an der Oberfläche weder Wasserläufe noch Wasserscheiden finden; ferner die von zerklüftetem Kalkstein zusammengesetzten Karstgebiete, wo Bäche und Flüsse zwar vorhanden, aber immer nur auf ganz kurze Strecken zu verfolgen sind, da sie schon nach kurzem Lauf in Klüften oder Höhlen verschwinden, um unterirdisch weiter zu fließen. Die Wasserscheiden der Oberfläche bilden hier ein geschlossenes

Netz und sind für die unterirdische Entwässerung nicht maßgebend. Beispiele bietet der Karst und das Gebiet der Causses in Frankreich (vgl. Fig. 100 zwischen Tonnerre, Avallon und Montbard). Nach Gavazzi umfassen die Gebiete unterirdischer Entwässerung volle 56% von Kroatien und Slavonien.

Wasserhaushalt der Flüsse. Über die Herkunft des Wassers der Flüsse haben wir uns schon kurz geäußert. Es stammt entweder direkt aus dem Regen, oder aus Quellen, oder endlich von der Schnee- und Eisschmelze. Je weiter ein Fluss auf seinem Weg abwärts gelangt, desto größer ist die Zahl der Zuflüsse, die er aufgenommen hat; seine Wassermenge wächst daher flussabwärts. Das gilt jedoch nur für feuchte Klimate. In trocknen Gegenden, wo keine Zuflüsse mehr zum Hauptstrom stoßen, nimmt gerade umgekehrt die Wassermenge flussabwärts ab; das ist für die Wolga in ihrem Unterlauf festgestellt, ebenso für den Nil. Andere Beispiele bieten der Amu-Darja, der Syr-Darja, der Murghab, überhaupt alle Steppenflüsse. In diesen Fällen ist die Abnahme hauptsächlich auf Rechnung der Verdunstung zu setzen, die durch Ableitung des Flusswassers für Bewässerungsanlagen noch erheblich gesteigert wird. Bei anderen Flüssen führt sich dagegen die Abnahme auf ein Einsickern des Wassers in die Kiesmassen zurück, die das Flussbett bilden; das kann selbst in feuchten Klimaten vorkommen. So erreicht der Tagliamento oft Monate lang das Meer nicht, weil all sein Wasser im Kies versickert. In solchen Fällen bewegt sich der Fluss unter seinem Bett unterirdisch als Grundwasserstrom weiter.

Oft sind Versuche gemacht worden, den Abflussfaktor zu bestimmen, d. h. festzustellen, wie viel Prozent des Niederschlags von einem Stromgebiet abfließen.*) Fast alle diese Versuche kranken jedoch daran, dass die Niederschlagsmenge oder die Abflussmenge nicht genau genug bekannt ist. Sichere Resultate fehlen daher bis heute. Nach Gräve sollen die deutschen Flüsse 31.4% des auf deutschem Boden gefallenen Niederschlags wieder dem Meer zuführen; die übrigen 68.6% verdunsten. Für Gebirgsflüsse ist jedoch dieser Abflussfaktor gewiss zu klein. Feuchte und besonders kühle Luft steigert den Abfluss, weil sie die Verdunstung mindert, trockene und warme verkleinert ihn. Im kühlen, verdunstungsarmen Schweden sollen 80% abfließen; für das warme Böhmen ist dagegen der Abflussfaktor nur 28%. In dem Einzugsgebiete der Ströme der gemäßigten Breiten zwischen 40 und 60° kommt ungefähr ein Drittel des Niederschlags zum Abfluss und zwei Drittel verdunsten, sei es direkt, sei es durch die Vegetation. Ähnlich liegen die Verhältnisse für die äquatoriale Region zwischen 20° N und 10° S, wo ¼ abfließt, während in den Breiten der nördlichen Passatzone mit ihrem trockenen

*) In diesem Abfluss ist das eingesickerte und wieder als Quelle zu Tage getretene Wasser mit enthalten.

Klima nur etwa ein Achtel zum Abfluss kommt und volle 7 Achtel verdunsten.*)

Die Abflussverhältnisse gestalten sich ganz verschieden nach den Jahreszeiten. Die Elbe führt nach **Ruvarac** im August aus Böhmen 11% des in diesem Monat gefallenen Niederschlags ab, im März aber 75%. Die letzte Zahl erklärt sich dadurch, dass der Niederschlag des Winters zum größern Teil in Form von Schnee erfolgt, der liegen bleibt und erst im Frühjahr geschmolzen und abgeführt wird.

Entsprechend dem Wechsel in der Wasserzufuhr zum Fluss führt dieser bald mehr, bald weniger Wasser. Da der Regenfall und die Verdunstung überall auf der Erde eine jährliche Periode haben, so macht sich auch an allen Flüssen eine jährliche Periode ihrer Wasserführung geltend. Sie äußert sich außer in der Wassermenge auch im Wasserstand, wie er an vielen Orten an Pegeln beobachtet wird. **Woeikof** hat nach der Jahresschwankung eine Reihe von Flusstypen unterschieden. In den Tropen und in der Monsunregion erhalten die Flüsse ihr Wasser vom Regen, schmelzender Schnee kommt nicht in Betracht; das Hochwasser entsteht in der wärmern Jahreszeit, die sich in den Tropen und Monsungebieten als Regenzeit charakterisiert. So zeigt der Orinoco hohen Wasserstand im nordhemisphärischen, der Rio San Francisco aber im südhemisphärischen Sommer. Bekannt ist die große Jahresschwankung des Nils. Der Sudan hat ausgesprochene Sommerregen; es entsteht dadurch das Nilhochwasser, das sich langsam flussabwärts wälzt. Ende Juni beginnt im nördlichen Ägypten der Nil zu steigen, Ende Juli wird das Steigen rapid und im September und Oktober steht der Fluss unterhalb Kairo volle 6 *m* höher als im Juni. Alle Kanäle haben sich mit Wasser gefüllt, das zur Befeuchtung der Felder abgeleitet wird und weithin die Niederungen überschwemmt, sie zugleich mit dem fruchtbaren Nilschlamm düngend. Ohne diese seitliche Ableitung würde das Hochwasser im Nil selbst noch ganz andere Höhen erreichen.

---

*) **Penek** hat jüngst (Herbst 1896) gezeigt, dass in Böhmen das Verhältnis des Abflusses zum Niederschlag für die Elbe nicht konstant ist, sondern umso grösser wird, je mehr Regen fällt. So war der Abfluss im nassen Jahr 1890 31.3%, im trockenen 1885 aber nur 22.5%. Gleiches gilt nach den neuen Unternehmungen von **Müllner** (1896) für die Alpenflüsse Enns und Traun. Das trockene Böhmen bringt durchschnittlich 28% zum Abfluss, das regenreiche Gebiet der Enns 48% und das der Traun 58%. Dem Anschein nach entspricht in einer klimatischen Provinz einer bestimmten Niederschlagsmenge ein bestimmter Abfluss. Für das südliche Mitteleuropa sind nach **Penek** (provisorisch) die Zahlen die folgenden:

Niederschlag *mm*	300	600	900	1200	1500	1800
Abfluss *mm*	40	145	295	490	730	1015
Abflussfaetor %	13	24	33	41	49	56

Bei einer Regenhöhe von nur 125 *mm* wäre der Abfluss gleich Null, das südliche Mitteleuropa also abflusslos.

Sehr wenig wird dagegen nach **Penek** der Abfluss durch die Temperatur beeinflusst. Von durchlässigen Gebieten fliesst mehr ab als von undurchlässigen, weil auf durchlässigem Boden der Regen einsickert und so der Verdunstung mehr entzogen wird.

In der subtropischen Zone mit ihrem regenarmen Sommer stehen die Flüsse im Winter hoch, während im Sommer viele von ihnen versiegen; solche nur zeitweise fließende Flüsse heißen Fiumare. Nur Ströme, die wie der Po und der Guadalquivir von schneebedeckten Hochgebirgen genährt werden, haben auch im Sommer reichlich Wasser. In Mittel- und Westeuropa stehen im allgemeinen die Flüsse in der kalten Jahreszeit höher als in der warmen, weil im Winter die Verdunstung zurücktritt; doch ist die Schwankung nicht bedeutend. Nur die aus den Alpen kommenden Flüsse zeigen infolge der hier besonders im Sommer stattfindenden Schneeschmelze ein sommerliches Maximum, das sich jedoch mit zunehmender Entfernung vom Alpenfuss immer mehr verliert, immerhin aber am Rhein erst im rheinischen Schiefergebirge verschwindet. Sommerhochwasser haben auch die vom skandinavischen Gebirge abströmenden wasserreichen Flüsse Norwegens und Schwedens. Wieder einen andren Typus repräsentieren die Flüsse Russlands und Sibiriens. Sie sind im Winter wasserarm und beginnen im Frühling zu steigen; das Hochwasser tritt infolge der Schneeschmelze in den weiten Ebenen im Spätfrühjahr ein und rückt langsam flussabwärts.

Schon der Rhein, der Wasser aus den Alpen und aus den Mittelgebirgen und Ebenen erhält, ebenso die Rhone und der Po, zeigen, wie sich bei einem Fluss verschiedene Typen der Jahresschwankung mischen können. Die Wahrscheinlichkeit einer solchen Mischung wird um so größer, je größer und mannigfaltiger das Einzugsgebiet eines Flusses ist. So kommt es, dass die Wasserführung großer Ströme kleinern Schwankungen unterworfen ist als die kleiner Flüsse, und dass die Schwankungen fast überall flussabwärts abnehmen. In einer Jahreszeit, wo die einen Nebenflüsse wenig Wasser liefern, treten andere in die Lücke und umgekehrt, so dass sich die Schwankungen der verschiedenen Teile des Einzugsgebietes im Hauptstrom zum Teil kompensieren. Es verhält sich die Wasserführung des im mehrjährigen Mittel wasserärmsten Monats zu der des wasserreichsten in der Nähe der Mündung des Rheins wie 1 : 1.46, in der Elbe, deren Einzugsgebiet viel kleiner ist und kein Hochgebirge, sondern nur Mittelgebirge und Ebene umfasst, wie 1 : 5.2. Eine fast vollständige Kompensation erfahren Amazonenstrom und Kongo, die beide unter dem Äquator liegen und sowohl von Norden als von Süden Zuflüsse erhalten; die nördlichen Zuflüsse haben Hochwasser im nördlichen Sommer, wenn die südlichen wasserarm sind, und umgekehrt. Noch schärfer tritt die Dämpfung der Schwankungen der Flüsse mit der Annäherung zur Mündung hervor, wenn man die Wassermenge, die bei Niederwasserstand durchfließt, mit der bei Hochwasserstand vergleicht. Unter Niederwasserstand und Hochwasserstand sind hierbei die mittlern Jahresextreme zu verstehen, d. h. die extremen Wasserstände, die jedes Jahr für wenige Tage zu erwarten sind. Das Verhältnis beträgt an der Loire bei Nevers 1 : 331, bei Blois 1 : 216, oberhalb Tours 1 : 150, unterhalb Tours 1 : 41.

Außergewöhnliche Hochwasser, die bei flachen Ufern immer mit Überschwemmungen verknüpft sind, können entweder durch eine plötzliche Vermehrung des Zuflusses zum Strom entstehen (Schwellhochwasser) oder durch eine Verminderung des Abflusses (Stauhochwasser). Mit die verheerendsten und jedenfalls plötzlichsten Schwellhochwasser erfolgen beim Bruch eines Dammes, der einen See aufstaut. Berüchtigt ist in dieser Hinsicht der Vernagtgletscher im Ötzthal, der sich bei hohem Stand vor das Rofenthal legt und hier einen See abdämmt; dieser See bricht aus und trägt die Verwüstung bis tief ins Ötzthal hinab. Von analogen Ausbrüchen ist das Martellthal im Ortlergebiet, ferner das Drancethal im Kanton Wallis (Schweiz) mehrfach heimgesucht worden. Auch der Merjelnsee bricht häufig unter dem Aletschgletscher durch. Ebenso wirken Durchbrüche von künstlichen Dämmen, wie der Bruch der Thalsperre bei Johnstown in Pennsilvanien (1889). Wolkenbrüche und plötzliche Schneeschmelze rufen unter Umständen gleichfalls gefährliche Hochwasser hervor, besonders in entwaldeten Gebieten, wo das Wasser rasch abfließen kann.

Stauhochwasser kommen vor allem im Winter bei Flüssen mit Eisgang vor. So staut sich nicht selten das Eis des Rheins in der Enge von Bingen und hindert den Abfluss des Wassers, das sich südlich weit ausbreitet. Auch die großen Überschwemmungen an der Weichsel führen sich auf das Flusseis zurück. Im April 1888 war im Mündungsgebiet der Weichsel das Eis noch nicht aufgegangen und hinderte daher den Abfluss der Schmelzwasser nach Norden; überaus verheerende Überschwemmungen waren die Folge. Auch bei den nach Norden fließenden sibirischen Strömen sind solche Überschwemmungen häufig. Die Überschwemmungen, von denen die Nachbarschaft der Theiss und der Donau in Ungarn heimgesucht werden, sind gleichfalls durch Stau zu erklären, der hier von der Gebirgsschwelle ausgeübt wird, die die Donau im Eisernen Thor durchbricht und die noch in einer langsamen Hebung begriffen zu sein scheint. Dass plötzliche Verstopfungen des Flusslaufs durch Bergstürze, durch Pflanzenbarren (in den Tropen) und andere plötzliche Hindernisse eine Überschwemmung oberhalb erzeugen müssen, liegt auf der Hand.

Neben den jahreszeitlichen Schwankungen in der Wasserführung der Flüsse bemerkt man auch einen starken Wechsel von Jahr zu Jahr. So floss in der Elbe 1890 doppelt so viel Wasser ab als 1885. Besonders wo die Niederschläge sehr unregelmäßig fallen, wie in Australien, ändert sich die Wassermenge ganz ungeheuer. So hatten der Darling und der Murray 1817 und 1870 Hochwasser, die sich seenartig ausbreiteten und Monate brauchten um abzufließen, während sie in manchen Jahren fast wasserlos dahinschleichen. Auch allgemeine Änderungen der Wasserführung hat man für die Kulturländer vertreten; so verfocht Wex ein allgemeines Sinken der Wasserstände der Flüsse Europas, das er durch eine Minderung des Regenfalls infolge zunehmender Entwaldung erklären wollte. Über

die Ursache dieses Sinkens wurde ein lebhafter Streit geführt, bis sich herausstellte, dass ein kontinuierliches Sinken überhaupt nicht vorhanden ist, sondern die Flusswasserstände nur im Anschluss an die 35jährige Periode der Klimaschwankungen in der feuchten Zeit höher stehen als in der trocknen. Ist auch in dieser Weise die Existenz jener Thatsache, die Wex und andere durch die zunehmende Entwaldung erklären wollten, widerlegt, so lässt sich doch nicht bestreiten, dass jede Entwaldung auf die Abflussverhältnisse einen Einfluss ausüben muss, wenn sie auch nicht gerade die gesamte Abflussmenge ändert. Überall, wo Wald steht, da saugt sich bei Regen der moosige Waldboden voll mit Wasser, das er allmählich erst an die Bäche und Flüsse abgiebt. Er reguliert daher den Abfluss, indem er bei Regen Wasser zurückhält, bei Trockenheit aber immer noch Wasser liefert. Fällt der Wald, so geht der Waldboden zu Grunde und der Regen fließt nun ungehemmt und rasch ab; infolge dessen werden die Hochwasser größer und die Niedrigwasser kleiner. Doch muss man sich hüten die Entwaldung für alles verantwortlich zu machen, schon weil sie wahrscheinlich in vielen Fällen weit geringer ist, als man annimmt. H. Walser hat für den Kanton Zürich nachgewiesen, dass der Wald in den letzten 240 Jahren keine merkliche Verminderung erfahren hat; die Waldfläche hat sich nur von 30.7 % der Gesamtfläche auf 27.9 % verkleinert. In manchen alten Kulturgebieten Europas dürfte es ähnlich sein, während in anderen Gegenden z. B. in Russland allerdings starke Entwaldung noch in der jüngsten Zeit erfolgt ist.

Zusammensetzung und Temperatur des Flusswassers. Niemals ist das Flusswasser vollkommen rein; immer weist es Verunreinigungen auf, sei es in Form von Schlamm, den es schwebend (suspendiert) mit sich führt, und der es trübt, sei es in Form von gelösten Substanzen. Die Massen, die in dieser Weise mit dem Wasser wandern, sind, wie wir später sehen werden*), sehr groß, wechseln aber von Fluss zu Fluss. Sie zeigen ganz bestimmte jährliche Schwankungen. In der Zeit, wo der Zufluss von Spülwasser vom Land groß ist, pflegt das Flusswasser weit mehr schwebende Stoffe zu enthalten als gelöste; es ist salzarm, aber schlammreich; in der Zeit geringer Zufuhr von Spülwasser, wo besonders Quellen den Fluss speisen, ist es dagegen reich an gelösten Bestandteilen und arm an schwebenden, daher klar. Immerhin ist doch auch dann der Gehalt an gelösten Substanzen erheblich geringer als in den Quellen. Nur in sehr trockenen Gebieten kann er merklich werden. So führen z. B. die Ströme, die vom Kopetdagh sich in die transkaspische Wüste ergießen, Wasser, das kurz vor seinem Verschwinden direkt einen salzigen Geschmack besitzt. Der große Salzgehalt rührt z. T. von der Konzentration her, die durch die starke Verdunstung eingetreten ist.

*) Vgl. unten S. 222.

Die Temperaturverhältnisse der Flüsse, über die wir erst durch A. E. Forster Genaueres erfahren haben, sind überaus mannigfach. Wegen der fortwährenden Mischung des Wassers beim Fließen herrscht durch den ganzen Körper des Flusses hindurch von oben bis zur Sohle die gleiche Temperatur. Die tägliche Periode ist überaus klein, weit kleiner als bei der Lufttemperatur, z. B. im Juli in der Loire nur 1.0° (Lufttemperatur 7.8°). Der jährliche Gang schmiegt sich dagegen recht genau der Jahresperiode der Lufttemperatur an, wenn auch mit gesetzmäßigen Abweichungen. So sind die Gletscherabflüsse das ganze Jahr mit Ausnahme des Winters kälter als die Luft, desgleichen Flüsse, die ihr Wasser vorwiegend aus Quellen oder aus dem Gebirge erhalten, im Winterhalbjahr wärmer, sonst kälter, die Flachlandflüsse aber das ganze Jahr wärmer als die Luft.

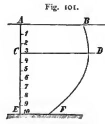
Hat sich im Winter bei anhaltender Kälte der ganze Flusskörper auf 0° abgekühlt, so kommt es bei weiterer Abkühlung zur Bildung einer Eisdecke. Bei sehr langsam fließenden Gewässern vollzieht sich diese Bildung oft wie auf einem stehenden Wasser d. h. es rückt vom Ufer aus eine erst dünne, nachher immer dicker werdende Eisdecke gegen die Strommitte vor. So ist der Vorgang in den kleinen Flüssen Mitteleuropas, aber auch auf den großen russischen Strömen. Bei stärkerer Strömung spielt dagegen das Treibeis — meist Eis, das sich in Buchten am Ufer gebildet und dann losgerissen hat, oft auch Grundeis — die Hauptrolle. Erst wenn die treibenden Eismassen sich irgendwo stauen, einen Eisstoß bilden, steht der Fluss; der Stoß wächst dann durch das Anbauen der Nachschübe flussaufwärts. Dieser Art ist das Flusseis des Rheins, das der Donau (A. Swarowsky), überhaupt der Mehrzahl der großen mitteleuropäischen Flüsse; sie weisen daher nur selten spiegelblankes Eis auf, wie oft die großen russischen Ströme, die deswegen im Winter direkt als bequeme Verkehrsstraßen dienen. Die Dauer der Eisdecke hängt ganz von den klimatischen Verhältnissen und vom Wetter ab und zeigt in ihrer Änderung von Jahrfünft zu Jahrfünft den Einfluss der 35jährigen Klimaschwankungen.

Bewegung des Wassers in den Flüssen. Die Bewegung des Flusswassers — sein Fließen — kommt durch die Wirkung der Schwerkraft zustande und kann zunächst als ein Fall auf schiefer Ebene betrachtet werden. Würde dieser Fall gänzlich ohne Reibung erfolgen, so würde die gesamte im Verlauf des Falles dem Wasser von der Schwerkraft erteilte Beschleunigung der Geschwindigkeit des Fließens zu gute kommen und diese würde von der Quelle bis zur Mündung zunehmen. Thatsächlich ist das nun nicht der Fall, da große Reibungswiderstände zu überwinden sind. Die Gesamtheit dieser Widerstände setzt sich aus drei Teilen zusammen: 1. die Reibung, die das Wasser an den Wandungen des Bettes, einschliesslich der Sohle, erfährt; dabei ist hauptsächlich an die Rauhigkeiten des Bettes zu denken, an Blöcke, Klippen, Sand- und Kiesbänke, überhaupt an alle Unregel-

mäßigkeiten, auf die das Wasser aufprallt; 2. die allerdings unbedeutende Reibung zwischen dem Wasser und der damit in Berührung befindlichen Luft; sie äußert sich in einem Mitreißen der Luft, das jedem bekannt ist, der je einen raschfließenden Fluss passiert hat: immer geht dort ein Wind in der Richtung des Flusses. Diese beiden Arten Reibung kann man als äußere Reibung der 3. innern Reibung gegenüberstellen, die die Wasserteilchen erfahren, indem sie sich ihrer verschiedenen Geschwindigkeit und Bewegungsrichtung wegen fortwährend gegeneinander verschieben und Wirbel bilden. Alle diese Widerstände zusammen sind so groß, dass sie die gesamte Beschleunigung verzehren, die das Wasser bei seinem Fall von der Quelle bis zur Mündung erfährt; so kommt es, dass seine Geschwindigkeit an seiner Mündung nicht größer, sondern kleiner ist als in seinem Oberlauf.

Da die Reibung an den Wandungen des Bettes am stärksten ist, so bewegen sich die unmittelbar anliegenden Wasserschichten am langsamsten, die weiter entfernten dagegen rascher. Daher ist die Geschwindigkeit in der Mitte am größten und nimmt sowohl zum Ufer als auch nach unten zur Sohle ab. Fig. 101 zeigt die Änderung der Geschwindigkeit von oben nach unten; die zu Anfang vertikal übereinander liegenden Wasserteilchen *A C E* nehmen nach kurzer Zeit die Stellung der gekrümmten Kurve *B D F* ein. Die größte Geschwindigkeit in jeder Vertikallinie herrscht nicht unmittelbar an der Oberfläche, sondern in der Nähe der Ufer ziemlich weit, in der Mitte etwas unter der Oberfläche.*) Verbindet man in einem Querprofil alle Punkte gleicher Geschwindigkeit durch Linien, sogenannte Isotachen, so erhält man ein Bild wie Fig. 102. Die Isotachen gestatten leicht die mittlere in einem Querprofil herrschende Geschwindigkeit zu bestimmen. Die mittlere Geschwindigkeit multipliciert mit der Grösse des Querprofils gibt die in der Sekunde hindurchpassierende Wassermasse.

Fig. 101.



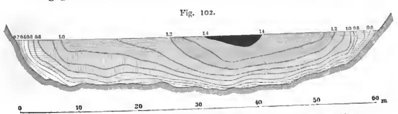
A—B Geschwindigkeit am Wasserspiegel. *C—D* größte Geschwindigkeit. *E—F* Geschwindigkeit an der Flusssohle.

Die größte Oberflächengeschwindigkeit findet sich immer über dem tiefsten Punkt, also, ein symmetrisches Profil vorausgesetzt, in der Mitte des Flusses. Bestimmt man von Querprofil zu Querprofil die Stelle größter Oberflächengeschwindigkeit und verbindet die betreffenden Punkte mit einander, so erhält man den Stromstrich. Krümmt sich ein Fluss, so krümmt sich auch der Stromstrich, jedoch stärker, indem er sich an das konkave Ufer herandrängt und sich von dem konvexen entfernt. Der Stromstrich liegt ungefähr über der tiefsten Rinne des Flusses, dem Thalweg.

*) Es ist das eine Folge der später zu erwähnenden spiralförmigen Bewegung der einzelnen Wasserteilchen zwischen Mitte und Ufer.

Man könnte nach dem Verlauf der Isotachen versucht sein anzunehmen, dass die einzelnen, mit verschiedener Geschwindigkeit sich bewegenden, je einem halben Hohlcylinder vergleichbaren Wasserschichten einfach aufeinander gleiten, so dass z. B. die Wassermassen, die die Geschwindigkeit von 1 *m* haben (Fig. 102), alle geschlossen denen, die eine solche unter 1 *m* besitzen, voraneilen u. s. f., wie die alte Lamellartheorie es wollte. Allein die Vorgänge sind doch viel verwickelter. Die einzelnen Wasserteilchen rücken garnicht geradlinig, der Richtung des Flusses parallel fort, sondern beschreiben Spiralbahnen. Dadurch dass die Reibung die dem Ufer benachbarten Wassermassen zurückhält, kommt eine Art Stauung am Ufer zustande; der Wasserspiegel liegt daher in der Mitte des Stromes etwas tiefer als am Ufer. Dieses Gefälle zieht das Wasser an der Oberfläche zur Strommitte hin, während in der Tiefe eine umgekehrte Bewegung sich abspielt. Es findet ein Kreisen der Wasserteilchen am Boden gegen das Ufer und an der Oberfläche wieder zur Mitte und zum

Fig. 102.



Isotachen in der Rhone bei Outre Rhone (Schweiz) nach den Messungen des eidgen. hydrometrischen Bureaus.
Die Zahlen oben geben die Geschwindigkeit in Metern an.

Boden zurück statt, während sie gleichzeitig flussabwärts rücken (Möller).*) Ausserdem treten im fließenden Wasser an der Grenze von Wasserfäden, die sich in verschiedener Richtung oder mit verschiedener Geschwindigkeit bewegen, fortwährend aufsteigende und absteigende Wirbel auf, die mit der Strömung fortschreiten. Dann erzeugen auch die Unregelmäßigkeiten des Flussbettes stationäre Wirbel. Ein großes mitten aus dem Flussbett emporragendes Hindernis kann das Wasser so weit stauen, dass es sich gleichsam aufbäumt, aufwallt und das Hindernis überspült. Das geschieht freilich nur bei rasch strömenden Gewässern und ist direkt ein charakteristisches Merkmal der sogenannten Wildwasser, während Stillwasser solche Hindernisse einfach umfließen. Aus allem geht hervor, dass die Bewegung des Wassers der Wasserläufe durchaus von der geradlinigen oder stetigen, gleitenden verschieden und rollend und unstet ist (James Thomson, Reynolds).

Wie ein Wagen im Hemmschuh mit gleichförmiger Geschwindigkeit einen Berg herabfährt, so vermag auch das fließende Wasser auf

*) Bei steigendem Wasserstand, wo sich infolge des verstärkten Zuflusses die Mitte des Stromes emporwölbt, findet das Kreisen in umgekehrter Richtung statt.

größern Strecken annähernd die gleiche Geschwindigkeit beizubehalten, indem die ganze Beschleunigung zur Überwindung der Reibung aufgezehrt wird. Werden an einer Stelle die Widerstände so groß, dass die Beschleunigung zu ihrer Überwindung nicht genügt, so zehrt die Reibung an der Energie des Flusses d. h. seine Geschwindigkeit vermindert sich. Dadurch nimmt aber auch die Reibung ab; denn diese ist umso größer, je größer die Geschwindigkeit des Wassers ist. Ist dagegen an einer Stelle die Reibung klein, so dass nach ihrer Überwindung noch ein Bruchteil der Beschleunigung verfügbar bleibt, so steigert sich die Geschwindigkeit des Fließens. Dadurch wird nun aber die Reibung größer, so dass gar bald wieder ein Zustand erreicht ist, bei dem die ganze Beschleunigung zur Überwindung der Reibung verbraucht wird. So regeln jederzeit Beschleunigung und Reibung die Geschwindigkeit des Fließens. Da die Beschleunigung ganz vom Gefälle und die Reibung vom Querprofil des Flusses abhängt, so können wir auch sagen: das Gefälle einerseits, die Größe, Form und Beschaffenheit des Querprofils andererseits regeln für jede Strecke des Flusslaufs die Geschwindigkeit.

Über die Bedeutung des Gefälles für die Geschwindigkeit des Fließens brauchen wir nicht viele Worte zu verlieren: je größer das Gefälle, desto größer die Geschwindigkeit. Aber auch die Bedeutung der Form und Größe des Querprofils ist leicht einzusehen. Je größer unter sonst gleichen Verhältnissen die Berührungsfläche zwischen Wasser und Bett oder der sogen. benetzte Umfang des Querprofils ist, desto größer muss die Verzögerung sein. Daher ist sie bei gleicher Größe des Querprofils bei einem schmalen, aber tiefen Fluss kleiner als bei einem breiten, aber flachen. Anders ausgedrückt: je konzentrierter der Querschnitt, desto größer die Geschwindigkeit. Aber auch die Größe des Querprofils ist wichtig. Zwar wächst mit dem Querprofil auch der benetzte Umfang, doch nur in arithmetischer Progression, während die Fläche in geometrischer zunimmt. Daher ist der unter dem unmittelbaren verzögernden Einfluss des benetzten Umfangs stehende Teil des Querprofils relativ umso kleiner, je größer das Querprofil ist. Ähnliche Querprofile vorausgesetzt, wird daher die Geschwindigkeit im größern bedeutender sein als im kleinern. Da die Größe des Querprofils eines Flusses von der Wassermenge abhängt, ergiebt sich: je größer die Wassermenge, desto größer die Geschwindigkeit.

Die Beziehungen zwischen Geschwindigkeit, Gefälle und Querprofil haben Chézy und Eytelwein in die Formeln gebracht

$$v = c \sqrt{R . J}$$

J ist hier das Gefälle, ausgedrückt in Teilen des Weges;*) R ist das Verhältnis der Fläche des Querprofils zum benetzten Umfang oder die sogenannte hydraulische Tiefe; c ist eine Größe, die zuerst als Konstante angenommen wurde, jedoch thatsächlich auch etwas von den Variablen v, R und J, sowie von der Rauhigkeit des Bettes beeinflusst wird. Daher

*) Meist in Promille d. h. durch Angabe des Falls auf eine Weglänge von 1 *km*.

haben verschiedene Hydrotechniker die obige Grundformel modificiert, indem sie an Stelle von *c* einen komplizierten Ausdruck setzen. Wir können auf diese Formeln nicht näher eingehen.*)

Jeder Fluss bietet Beispiele für obige Gesetze, aber nicht immer klar, weil die verschiedenen Faktoren einander oft entgegenarbeiten. So pflegt im Oberlauf das Gefälle am stärksten, die Wassermenge aber am kleinsten zu sein, während es im Unterlauf umgekehrt ist. Die Geschwindigkeit hält es meist mit dem Gefälle und nimmt daher nach der Mündung hin ab. Den Einfluss der Wassermenge verdeutlicht am besten die große Geschwindigkeit bei Hochwasser. So ist die Geschwindigkeit des Neckars bei gewöhnlichem Wasserstand 0.9 *m*, bei Hochwasser aber 3 *m* und mehr. Der Einfluss des Gefälles zeigt sich recht klar am Rhein. Seine Geschwindigkeit beträgt bei mittlerm Wasserstand bei Mannheim 1.5 *m*, beim Bingerloch, wo das Gefälle groß ist, 3.4 *m* und bei Koblenz, wo das Gefälle wieder abgenommen hat, wieder nur 1.9 *m*.

Transport der Sinkstoffe. Dank seiner Stoßkraft ist das fließende Wasser im stande Gesteinsmassen zu bewegen; es wirkt dadurch als gewaltiges Transportmittel. Dieser Transport vollzieht sich unter dreierlei Formen: an der Sohle des Flussbettes wandert das Geschiebe oder Geröll abwärts, im Wasser schwebend wird Schlamm verfrachtet und im Wasser fließt in flüssiger Form abwärts alles, was gelöst ist.

Je größer die Geschwindigkeit des Wassers, desto größer die Stoßkraft und desto größer auch das Gewicht der einzelnen Geschiebe, die noch fortgeschafft werden können. Ganz langsam fließendes Wasser bewegt nur Schlamm; feiner Flussand kommt im günstigsten Fall erst bei Geschwindigkeiten des Wassers am Boden von mehr als 0.2 *m* in Bewegung. Im Rhein bei Breisach beobachtete Suchier, dass bei 0.9 *m* Bodengeschwindigkeit Geschiebe bis zu Bohnengröße in Bewegung gesetzt wurden. Bei 1.6 *m* Bodengeschwindigkeit fand eine allgemeine Bewegung der Gerölle bis zu Taubeneigröße statt, bei 1.7 *m* liefen gelegentlich schon Gerölle von 1½ *kg* mit und bei 2.1 *m* war alles Geröll in Bewegung.

Die Bewegung des Geschiebes ist ein Fortrollen unter dem Stoß des bewegten Wassers. Zuweilen, doch nur bei Hochwasser, fließt ein förmlicher Geröllstrom an der Sohle abwärts. Weit häufiger vollzieht sich die Bewegung des Geschiebes in Form eines Abwärtswanderns der Kiesbänke. Das Geschiebe ist nämlich nie gleichmäßig über die Sohle des Bettes verteilt, sondern mehr oder minder in Bänke angeordnet, die sich meist ans Ufer anlehnen und einander bald rechts bald links vom Stromstrich folgen (Fig. 103). Jede Bank drängt den Fluss an das gegenüber liegende Ufer; dadurch kommt es hier zur Herausbildung

*) Man findet dieselben z. B. im Handbuch der Ingenieurwissenschaften III. Bd. I. Abtheilung 1. Hälfte, herausgegeben von Franzius, Frühling, Schlichting und Sonne. Leipzig 1892.

einer Prallstelle, in deren Bereich das Flussbett besonders tief ist. Je zwei flussabwärts aufeinander folgende Kiesbänke hängen unter dem Fluss durch niedrige Schwellen (Furte) mit einander zusammen und zerlegen so das ganze Flussbett, wie zuerst Grebenau für den Rhein nachwies, in eine Reihe von Becken oder Pfuhlen, die sich an den Prallstellen finden. Zwischen den Bänken windet sich die tiefste Rinne des Flussbettes, der Thalweg, in einer Schlangenlinie mit fortwährend wechselnder Tiefe hin und her. Die Tiefe ist in den Pfuhlen am Rhein 4—6 *m* größer als über den trennenden Schwellen. Diese Verhältnisse sind die Regel, mag nun der Fluss seinen natürlichen Lauf haben oder korrigiert sein.

Fig. 103.

a. 1876. b. 1881.

a. Kiesbänke im neuen Bette 1876.
b. " " " im Herbst 1881.

Anordnung und Abwärtswandern der Kiesbänke in der regulierten Donau bei Wien (nach v. Lorenz).
Die gestrichelte Linie stellt den Stromstrich dar. Die Kiesbänke sind punktiert.

Das ganze System der Kiesbänke wandert mit den verbindenden Schwellen abwärts. Am untern Ende der Prallstelle wird Kies vom Fluss erfasst, die Schwelle aufwärts bewegt und auf der Rückseite wieder fallen gelassen; bei Hochwasser kommt es auch zu einem Transport über den Rücken der Kiesbänke; sie werden an ihrer obern thalaufwärts schauenden Seite abgetragen und an ihrer untern Seite angebaut, so dass schließlich eine allmähliche Verschiebung abwärts erfolgt.*) Diese Verschiebung beträgt am mittleren Rhein nach Grebenau jährlich 200—400 *m*, in der regulierten Donau bei Wien nach Penck 100—150 *m*.

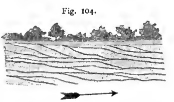
Das Wandern der Geschiebe vollzieht sich nicht gleichmäßig, da die Geschwindigkeit an jedem Punkt mit dem Wasserstand wechselt. Nimmt sie ab, so werden zuerst die größten Geschiebe abgesetzt, bei weiterer Abnahme immer kleinere und kleinere. So legt sich eine Kiesschicht auf die andere, von der sie sich durch die Größe des Korns unterscheidet. Da der Absatz ganz unregelmäßig, bald hier, bald dort erfolgt, so ist die Schichtung nicht vollkommen

*) Weil die Bewegung der Geschiebe besonders massenhaft bei Hochwasser erfolgt, so sind die Hochwasser vor allem für die Ausgestaltung des Flussbettes maßgebend.



horizontal, sondern etwas schräg, entsprechend dem thalabwärts schauenden Abfall der Kiesbank oder Schwelle (Übergusschichtung) und sehr unregelmäßig; diese Art Schichtung wird diskordante Parallelstruktur genannt und ist für Absätze aus fließendem Wasser charakteristisch (Fig. 104). Wächst die Geschwindigkeit, so werden Geschiebe aufgenommen, erst die kleineren, dann immer größere und größere, je größer die Geschwindigkeit wird. Nur ganz große Geschiebe, die etwa von einem Seitenbach geliefert worden sind, aber zu groß sind, um fortbewegt zu werden, bleiben liegen.

Fig. 104.



Durchschnitt durch fluviatile Ablagerungen. Der Pfeil giebt die Richtung der Strömung an.

Ganz anders vollzieht sich der Transport des Schlammes. Schlammpartikel vermögen sich im Wasser lange schwebend zu erhalten und fließen so mit diesem abwärts. Doch würden sie sich schließlich zu Boden senken, wenn sie nicht immer wieder von den zahlreichen aufsteigenden Wirbeln, die bei der rollenden Bewegung des Wassers entstehen, aufgerührt und emporgerissen würden. Je stärker dieses wirbelnde Aufsteigen des Wassers ist, desto größere Partikel können schwebend erhalten werden. Rasch strömende Flüsse, besonders Flüsse bei Hochwasser, transportieren daher manches suspendiert, was andere nur auf der Sohle bewegen können. So wandert Sand meist wie Geschiebe am Boden; bei Hochwasser aber wird er aufgewirbelt und in Wolken suspendiert im Wasser abwärts getragen. Weil das Aufwirbeln des Schlammes vom Boden eine so große Rolle spielt, so sind die suspendierten Massen nicht gleichmäßig im Wasser verteilt, sondern finden sich besonders nahe am Boden. Die gelösten Massen werden dagegen vollkommen als Flüssigkeit gleichmäßig verteilt im ganzen Querprofil transportiert.

Auch die Schlammführung ist bei Hochwasser am größten, obwohl eine direkte Beziehung zwischen Stoßkraft und Schlammenge nicht besteht. Weit wichtiger als die Stoßkraft ist nämlich für die Schlammführung das Vorhandensein oder Fehlen einer starken Abspülung; jeder heftige Regenguss bereichert sofort die Flüsse mit Schlamm, sie färben sich gelb und trübe, und ebenso wirkt ein Unterwaschen der Ufer. Da aber Regengüsse ein Steigen des Wassers der Flüsse veranlassen und mit dem Wasserstand auch die Unterspülung der Ufer wächst, so nimmt thatsächlich die Schlammführung sehr stark mit dem Wasserstand zu. Dagegen ist die Führung gelöster Massen vom Wasserstand ganz unabhängig; weil sie zu einem großen Teil Quellen entstammen, so ist oft gerade bei tiefem Wasserstand die relative Menge gelöster Substanzen besonders groß. (Vgl. oben S. 214).

Aber nicht aller Schlamm entstammt direkt der Abspülung und nicht alle gelösten Massen führen sich auf Quellen zurück. Vielmehr

stehen Geschiebe, Sand, Schlamm und gelöste Substanzen z. T. auch in einem Abstammungsverhältnis zu einander — die einen entstehen aus den andern. Beim Abwärtswandern erfahren die Geschiebe dadurch, dass sie fortwährend an einander schlagen und sich an einander reiben, eine starke und rasche Abnutzung. Sie werden dabei gerundet und erhalten eine matte Oberfläche, die die Spuren der Schläge oft deutlich erkennen lässt. Je weiter die Geschiebe wandern, desto kleiner werden sie, bis sie schließlich ganz aufgerieben sind. Es entsteht bei diesem Prozess einerseits Sand, andrerseits Schlamm; dann aber wird auch viel gelöst. Der Sand ist meist reiner Quarzsand; alle andern Mineralien werden vom harten Quarz rasch zerrieben und in Schlamm übergeführt. So kommt es, dass große Ströme der Ebenen an ihrer Mündung nur Sand, Schlamm und gelöste Massen, aber keine Geschiebe mehr führen; ja, manchen fehlt sogar der Sand.

Über die absoluten Mengen der von den Flüssen transportierten Massen sind wir nur annähernd orientiert. Die Menge der Geschiebe, die an der Sohle verfrachtet wird, entzieht sich leider fast immer der Beobachtung; doch ist sie bei großen Strömen in Ebenen jedenfalls verschwindend und nur gleich einigen Hunderttausendsteln des Gewichts der Wassermenge zu schätzen. An Schlamm dürften nach Penck die großen mitteleuropäischen Flüsse im Mittel 50 bis 100 *gr* im Kubikmeter transportieren. Die tropischen Flüsse mit starker Abspülung fördern dagegen im Kubikmeter 1000 bis 2500 *gr*. Die gelösten Massen dürfen im Mittel ziemlich genau gleich 1/6000 des Gewichts des Wassers gesetzt werden.

Erosion und Akkumulation.*) So verschieden die Art der Bewegung der Geschiebe, des Schlammes und der gelösten Substanzen ist, so erfolgt der Transport doch immer auf Kosten der lebendigen Kraft des Wassers. Wir können den gesamten Transport als einen Teil — und zwar einen sehr wesentlichen Teil — der Reibung auffassen, die das Wasser beim Fließen zu überwinden hat. Zwischen der Transportkraft d. h. der zur Verfrachtung von Geschieben auf einer Flusstrecke verfügbaren lebendigen Kraft eines Flusses und der in ihm befindlichen Geschiebemasse können drei Verhältnisse bestehen: Entweder ist die Geschiebemasse so groß, dass die Transportkraft zu ihrer Verfrachtung gerade genügt; dann wird das Geschiebe einfach abwärts geführt, ohne dass etwas davon abgelagert oder neues in Bewegung gesetzt wird. Ist die Transportkraft größer, als zur Verfrachtung des vorhandenen Geschiebes nötig ist, so hat der Fluss die Tendenz, neue Gesteinsmassen aus seinem Bett aufzunehmen — er erodiert. Ist endlich die Last größer als die disponible Kraft, so wird

*) Als ausgezeichnete, ausführliche Darstellungen der bodengestaltenden Wirkung der Flüsse und der Abspülung seien genannt:

G. K. Gilbert: Report on the Geology of the Henry Mountains. Washington 1877. S. 99—150.

F. v. Richthofen: Führer für Forschungsreisende. Berlin 1886. S. 133—208.

A. Penck: Morphologie der Erdoberfläche. Stuttgart 1894. S. 259—385.

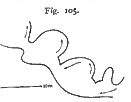
der Fluss gezwungen, einen Teil seines Geschiebes abzulagern — er akkumuliert.

Nicht gleichmäßig sind Erosion und Akkumulation auf die Erstreckung des Flusses verteilt; wenn sie auch oft auf kurze Strecken mit einander abwechseln und oft auch je nach dem Wasserstand auf derselben Strecke bald erodiert, bald akkumuliert wird, so herrscht doch Erosion vorwiegend im Oberlauf, Akkumulation im Unterlauf. Zwischen Oberlauf und Unterlauf schaltet sich der Mittellauf ein, wo Erosion und Akkumulation einander ungefähr die Wage halten: was in Zeiten niedrigen Wasserstandes abgesetzt wird, wird von den Hochwassern wieder entfernt, sodass Gleichgewicht herrscht.

Die Erosion durch das fließende Wasser besteht bald einfach in einer Aufnahme der schon im Flussbett bereit liegenden Geschiebe oder Schuttmassen, bald geht sie Hand in Hand mit einer Korrasion, d. h. mit einer Abnutzung des Felsgerüstes, das das Flussbett bildet. Bald ist sie vertikal abwärts gerichtet (Tiefenerosion) und ihr Effekt dann eine Tieferlegung des Flussbettes: der Fluss schneidet in seine Unterlage ein. Bald macht sie sich in einem Angreifen und Unterspülen der Ufer als Seitenerosion (laterale Erosion) geltend.

Über die Erosion, so weit sie einfach in der Aufnahme ruhender Geschiebe besteht, brauchen wir kein Wort mehr zu verlieren, da wir den Vorgang der Aufnahme schon bei Besprechung des Wanderns der Kiesbänke erörtert haben. Die Korrasion d. h. die Erosion im festen Fels kann sich entweder durch Auflösen des Gesteins im Bett als chemische Korrasion oder durch Abschlagen und Abscheuern des Untergrundes als mechanische Korrasion vollziehen. Chemische Korrasion tritt nur bei löslichen Gesteinen auf; so korradieren Flüsse im Kalkgebiet ganz merklich die felsigen Wandungen ihres Bettes, die dadurch ein stark zerfressenes Aussehen erhalten können. Viel wichtiger ist die mechanische Korrasion; sie wird nicht sowohl durch das Wasser selbst, als vielmehr durch die in ihm abwärts wandernden Geschiebe ausgeübt, die den Untergrund scheuern. Besonders wo sich Wirbel finden, ist die mechanische Korrasion kräftig. Ständige Wirbel können durch die von ihnen herumgewirbelten Geschiebe große rundliche Vertiefungen in den Felsboden einbohren, sogenannten Riesentöpfe (Evorsion nach E. Geinitz); oft zeigen deren Wandungen noch die Spuren der Ausdrechselung durch die Reibsteine, die sich auch wohl noch am Boden der Töpfe vorfinden. Besonders am Fuss von Wasserfällen treten häufig Riesentöpfe auf, so am Fuss des Niagarafalls solche bis zu 50 *m* Tiefe. Bei heftig fließenden Gewässern mit zahlreichen Wirbeln reiht sich nicht selten Kessel an Kessel, alle von der verschiedensten Form und Größe (Fig. 105).

Fig. 105.



Flussbett unweit der Borgundskirche in Lärdalen, Norwegen (n. Reusch.)

Während die Wirbel die Riesentöpfe immer tiefer und tiefer bohren, werden die Rippen, die zwischen ihnen stehen, durch das abwärtswandernde Geschiebe erniedrigt. So schneidet der Fluss sein Bett immer tiefer ein. Die großartigen Klammen der Alpen wie die Taminaschlucht bei Pfäfers, die Aareschlucht bei Meiringen, die Liechtenstein-


Fig. 106.



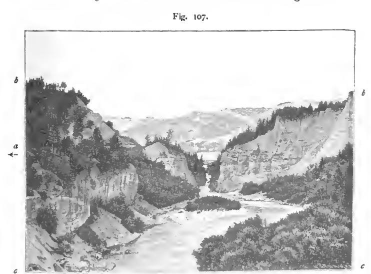
Schlucht der Tamina bei den Thermen von Pfäfers.
Nach einer Photographie von H. Appenzeller in Zürich.

klamm bei St. Johann sind Werke der mechanischen Korrasion; 100 *m* und höher noch lassen sich die Spuren alter Riesenkessel an den Wänden der Schluchten erkennen; sie wurden dadurch außer Thätigkeit gesetzt, dass der Fluss in die Tiefe schnitt (Fig. 106).

Beispiele von Tiefenerosion durch Flüsse, die vor den Augen des Menschen in kurzer Zeit erfolgte, bieten besonders die Flusskorrektionen,

die so oft eine Verkürzung des Flusslaufs und dadurch eine Steigerung des Gefälles verursachen. So hat der Lech seit seiner 1851 erfolgten Korrektion bis 1884 sein Bett bei Lechhausen um 5.2 *m* tiefer gelegt. 1714 wurde die Kander im Berner Oberland durch einen Tunnel in den Thuner See geleitet (Figur 107). Ihr Bett befand sich ursprünglich in der Höhe des Punktes *a* und schnitt sich in ganz kurzer Zeit volle 45 *m* tief in die lockeren Diluvialablagerungen ein, nachdem schon vorher die Decke des Tunnels eingestürzt war. Aber auch in festen Fels sind in relativ kurzer Zeit vom Wasser tiefe Kanäle eingespült worden. So hat nach Lyell der Simeto am Aetna in 200 Jahren ein 15—100 *m* breites und 12—15 *m* tiefes Bett in einen Lavastrom eingeschnitten.

Fig. 107.



Erosionsschlucht der Kander oberhalb ihrer Mündung in den Thuner See, seit 1714 entstanden. *bb* ursprüngliche Kammlinie des Hügels; *a* ursprünglicher Kanderlauf; die Anlage des Tunnels durch den Rücken *bb* erfolgte in dieser Höhe in der Richtung des heutigen Kanderlaufs. *cc* Sohle der heutigen Kanderschlucht.

Hat in dieser Weise ein über einen Überschuss an Transportkraft verfügender Fluss die Neigung durch Erosion sein Bett zu vertiefen, so sucht ein Wasserlauf, dessen Stoßkraft sich plötzlich verringert, und der daher nicht mehr alle herbeigeschleppten Geschiebe weiter zu verfrachten vermag, sein Bett durch Ablagerung des Überschusses an Geschieben, durch Akkumulation, zu erhöhen. Dieses Fallenlassen der Geschiebe erfolgt unregelmäßig bald hier, bald da, meist in der Nähe der Ufer, aber oft auch mitten im Fluss, wo sich dadurch förmliche Kieshaufen bilden. Solche unregelmäßig angeordnete Haufen sind für akkumulierende

Flüsse charakteristisch; sie teilen den Stromstrich und wachsen, indem sie selbst durch den Stau, den sie ausüben, als Geschiebefänge funktionieren; schließlich werden sie zu Inseln, die nur bei Hochwasser überschwemmt sind. Da die Ablagerung bald hier, bald dort erfolgt und die zahlreichen Haufen den Fluss mannigfach teilen, so dass er ein wirres Flechtwerk von Wasseradern darstellt, die sich dazu noch fortwährend verändern, so bezeichnet man solche Flusstrecken als verwildert. Tritt Hochwasser ein, so vermag dieses wohl manche Kiesmassen, die mitten im Strom sich abgelagert hatten, fortzuschaffen und so den Thalweg auszufegen; dafür aber gelangen große Massen von Sinkstoffen auf die überschwemmten Ufer und erhöhen diese. Das wiederholt sich bei jedem Hochwasser. So geschieht es, dass schließlich der Fluss zwischen den von ihm selbst erhöhten Ufern in einem Niveau fliesst, das über der in größerer Entfernung vom Ufer befindlichen Niederung liegt, also gleichsam auf einem von ihm selbst geschaffenen Damm. Dann ist die Gefahr sehr groß, dass beim nächsten Hochwasser der Fluss sein altes erhöhtes Bett verlässt und sich ein neues tiefer gelegenes daneben aufsucht. So verändert er fortwährend seinen Lauf und das Ergebnis ist eine allgemeine Aufschüttung des Landes in seinem Bereich.

Herrscht auf einer Strecke Erosion oder Akkumulation, so werden immer die benachbarten Flusstrecken in Mitleidenschaft gezogen. Alle Strecken eines Flusslaufes stehen daher bis zu einem gewissen Grade in einem Abhängigkeitsverhältnis von einander. Ist an einer Strecke ein Flussbett stark vertieft worden, so ist dadurch die Höhendifferenz gegen das nach oben anstoßende Stück gesteigert, also das Gefälle vermehrt, sodass nun auch hier Erosion eintritt. So greift die Erosion im Flussbett stetig aufwärts. Ebenso mindert Anhäufung die Höhendifferenz gegen aufwärts und damit das Gefälle und veranlasst dadurch auch oberhalb eine Akkumulation. Erosion und Akkumulation haben die Neigung aufwärts zu rücken. (Vgl. Figur 108.)

So gewaltig auch Erosion und Akkumulation wirken, so erreicht doch ihre Thätigkeit schließlich ein Ende, das sie sich selbst bereiten. Das Einschneiden des Flussbettes kann nur bis zu einer bestimmten Tiefe erfolgen; dieselbe ist durch die Höhenlage der ersten nicht in Erosion befindlichen Flusstrecke unterhalb bestimmt; denn niemals vermag — von den Pfuhlen abgesehen — ein Fluss sein Bett unter das Niveau irgend eines flussabwärts gelegenen Punktes einzutiefen. Solche fixierte Flusstrecken giebt es bei jedem Flusslauf; sie können durch ein stehendes Gewässer verursacht sein, in das der Fluss mündet, oder durch eine besonders widerstandsfähige Gesteinsschicht, über die sein Lauf geht. Bei kleinen Flüssen ist oft ihre Mündung in den Hauptfluss, der nicht oder doch nur sehr wenig erodiert, fixiert u. s. w. Das Einschneiden oberhalb mindert dann das Gefälle gegen die fixierte Flusstrecke und damit auch die Erosionskraft des Flusses, so dass es immer langsamer und langsamer erfolgt und schließlich ganz aufhört. Aber auch die

Akkumulation arbeitet nicht unaufhörlich, sondern erreicht gleichfalls ein Ende. Ihr Effekt ist eine Erhöhung des Flussbetts und damit eine Vergrößerung des Höhenunterschiedes gegen eine z. B. durch einen See oder sonst als Flussmündung fixierte Flussstrecke unterhalb; dadurch wächst, so lange die Flussmündung ihre Lage behält, das Gefälle flussabwärts. Je mehr aber das Gefälle wächst, desto mehr wächst die Transportkraft und desto mehr nimmt die Akkumulation ab, bis sie schließlich ganz aufhört.

Durch seine Fähigkeit, im gegebenen Fall zu erodieren oder zu akkumulieren, ist jeder Fluss in die Lage versetzt, sich selbst sein Bett auszubilden und vor allem sein Gefälle auszuarbeiten. Ob Akkumulation oder Erosion oder aber Gleichgewicht zwischen beiden herrscht, hängt von der Wasserkraft des Flusses und der zu bewältigenden Geschiebemasse ab. Die Wasserkraft selbst wird an jeder Stelle des Flusslaufs durch das Gefälle und die Wassermenge bestimmt. Wo das Gefälle eines Flusses größer ist als oberhalb oder unterhalb, da erodiert er, wo sein Gefälle dagegen kleiner ist, häuft er an; dadurch mindert er sein Gefälle, wo es zu groß ist, und verstärkt es, wo es zu klein ist, und gleicht es so überall aus. Wie in dieser Weise schließlich eine ausgeglichene Gefällskurve erreicht wird, zeigt Figur 108. Der ursprüngliche Wasserlauf sei *G C F B E A D H*, wo auf den Strecken *C F*, *B E* und *A D* starkes Gefälle, daher Erosion, auf den zwischenliegenden Strecken aber schwaches Gefälle und daher Akkumulation herrscht. Dann strebt der Fluss die Gefällskurve *G H* zu erreichen; er vertieft seinen Lauf bei *C*, *B* und *A* und erhöht ihn bei *F*, *E* und *D*. Nicht immer aber geht das auf dem einfachsten Wege. Wenn z. B. der Flusslauf bei *A* durch sehr widerstandsfähiges Gestein festgelegt ist, so wird er zunächst durch Erosion bei *C* und *B* und durch Akkumulation bei *F* und *E* allmählich in die Lage der gestrichelten Kurve *G A* gelangen. Erst später, wenn es ihm gelungen ist in *A* einzuschneiden, senkt sich das Flussbett, indem der Fluss überall, z. T. in Fels, z. T. in seine eigenen Alluvionen einschneidet. Ist dann etwa gar aus irgend welchen Ursachen, z. B. eines sehr tiefen Sees wegen, bei *D* eine Akkumulation zuerst ausgeschlossen, so dass der Lauf bei *D* fixiert ist, so wird der Fluss schließlich durch Erosion in die Lage der gestrichelten Kurve *G D* gelangen, und erst, wenn bei *D* die Akkumulation eine Erhöhung des Bettes verursacht, aus der Lage *G D* in die Lage *G H* übergehen. Immer aber hinterlässt der Fluss an den Gehängen Spuren seines alten, höher gelegenen Bettes, sei es als Auswaschungen, sei es als Anschwemmungen.

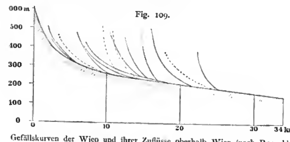
Fig. 108.



Herstellung der Normal-Gefällskurve durch Erosion und Akkumulation (nach Penck).

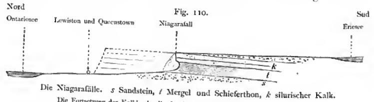
Da die Wassermasse der Flüsse flussabwärts fast immer zunimmt, und daher im Unterlauf zum Transport der gleichen Geschiebemenge ein

kleineres Gefälle genügt, so nimmt bei der ausgeglichenen Gefällskurve das Gefälle flussabwärts stetig ab. Die Kurve spannt sich zwischen der Wasserscheide, wo die Wassermenge gleich null ist, und der Mündung, wo die Geschwindigkeit gleich null wird, als nach oben konkaver Bogen aus.*) Das gilt vom Hauptfluss wie von all seinen Nebenflüssen. Die beistehende Figur 109 zeigt solche ausgeglichene Gefällskurven für die Wien und ihre Nebenflüsse (stark überhöht).



Gefällskurven der Wien und ihrer Zuflüsse oberhalb Wien (nach Penck).
Die rechtsseitigen Zuflüsse sind gestrichelt, die linksseitigen ausgezogen.

Die Mehrzahl der Flüsse hat die ausgeglichene Gefällskurve noch nicht vollständig erreicht, so dass bei ihnen Strecken mit stärkerm Gefälle mit solchen abwechseln, wo das Gefälle schwächer ist. Jene treten uns als Wasserfälle, Kaskaden, Katarakte oder Stromschnellen entgegen. Sie zeichnen sich durch starke Erosion aus und knüpfen sich meist an festes Gestein, in das das Bett nicht so rasch vertieft werden konnte wie im lockern Gestein unterhalb und oberhalb. Ein ausgezeichnetes



Die Niagarafälle. *s* Sandstein, *t* Mergel und Schieferthon, *k* silurischer Kalk.
Die Fortsetzung der Kalkbank, die der Fluss schon durchschnitten hat, ist punktiert.

Beispiel bietet der Rheinfall; der Fluss fliesst über festen Jurakalk, während er weiter unterhalb in lockern Diluvialablagerungen sich bewegt. In den letztern hat er sich ein tiefes Bett eingeschnitten, während der Jurakalk dem Einschneiden großen Widerstand entgegensetzte und heute noch eine Stufe bildet; so entstand der Fall. Solche Gefällsstufen sind oft in einem raschen Rückwärtsschreiten begriffen. Der Niagarafall,

*) Die Form der Kurve ist hier auf die Horizontale bezogen, also abgesehen von der Krümmung der Erdoberfläche; genau genommen ist die Kurve nur bei Gebirgsflüssen deutlich nach oben konkav, bei den großen Strömen der Ebenen dagegen, die immer ein kleines Gefälle besitzen, der Wölbung der Erdoberfläche wegen konvex.

der über die Kante einer Silurkalkbank herabgeht, rückt jährlich um einen ganz merklichen Betrag rückwärts (Figur 110). Die Wirbel an seinem Fusse waschen fortwährend die weichen Mergel und Thonschiefer (*t*) aus und unterminieren so den Kalk, der in großen Schollen abstürzt. Unterhalb des Falles fließt der Fluss in einer engen Schlucht, die er sich beim Rückwärtseinschneiden geschaffen hat. Solche Schluchten finden sich sehr oft unterhalb von Wasserfällen; sie sind ein beredtes Zeugnis für die gewaltige Erosion des Flusses.

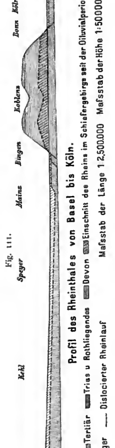


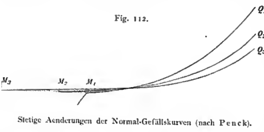
Fig. 111. Profil des Rheinthales von Basel bis Köln.

Es giebt auch Stufen, die nicht rückwärts schreiten, sondern ihre Lage behalten. Solche finden sich z. B. an Stellen, wo dem Fluss von den Seiten durch Seitenbäche oder durch Absturz von den Gehängen so viel Schutt zugebracht wird, dass er ihn nicht bewältigen kann. Vor allem aber haben wir solche permanente Stufen dort, wo ein Fluss eine in Hebung begriffene Scholle durchschneidet. Wo eine Scholle oder eine Falte sich quer in einem Flussbett hebt, da wird sie eine Stauung und Akkumulation oberhalb bewirken und eine Verstärkung des Gefälles und dementsprechend Erosion unterhalb veranlassen. Je weiter die Hebung geht, desto stärker wird das Gefälle und damit die Erosion. Schließlich kann die Erosion so groß werden, dass sie das Flussbett um so viel eintieft, als in der gleichen Zeit die Hebung dasselbe emporhebt. Das Flussbett behält von nun an seine Lage im Raum bei, während links und rechts die sich hebende Scholle emporwächst. Auch die Akkumulation oberhalb hört schließlich auf. Dieser Vorgang, der zuerst von Powell und unabhängig von ihm von Medlicott dargelegt worden ist, muss für manche Gefällsstufen verantwortlich gemacht werden, so nach Penck für den Durchbruch des Rheins durch das Rheinische Schiefergebirge. Der Rhein fließt in der oberrheinischen Tiefebene von Basel bis Mainz auf seinen eigenen Anschwemmungen, die bei Darmstadt eine Mächtigkeit von über 100 *m* erreichen und einen verschütteten Rheinlauf anzeigen, der nunmehr unter dem Meeresniveau liegt. Im Schiefergebirge aber strömt der Rhein unmittelbar neben festem Gestein, das häufig in Form von Klippen in seinem Laufe aufragt, und die Spuren eines früheren Bettes treten 100—200 *m* hoch über dem gegenwärtigen Flussspiegel in Form ausge-

dehnter Felsterrassen auf, auf denen noch, so z. B. auf der Feste Ehrenbreitstein, Rheingerölle liegen. Das alte Rheinbett hat also gegenüber dem heutigen im Süden eine Senkung von über 100 *m* und im Norden eine Hebung von 200 *m* erfahren, im ganzen also eine Verschiebung von über 300 *m* (Fig. 111).

Hat ein Fluss sein Gefälle zwischen Quelle und Mündung völlig ausgeglichen, also die Normalkurve erreicht, so ist damit sein Wirken auf den Untergrund noch keineswegs unbedingt beendigt. Es ist vielmehr in der Regel noch sein Gefälle im Oberlauf so stark, dass er hier gleichmäßig sein Bett eintieft. Gleichzeitig baut er seine Schuttmassen als Delta an seiner Mündung in den See oder in das Meer hinaus; dadurch verlängert er seinen Unterlauf und muss nun hier akkumulieren, um sich das zum Transport der Sinkstoffe bis zur Mündung nötige Gefälle zu schaffen. So ändert sich seine Normalkurve stetig: sie sinkt im Oberlauf herab und verlängert sich im Unterlauf bei gleichzeitiger Hebung. Figur 112 lässt das erkennen; M_1, M_2, M_3 bezeichnen die Lage der Mündung, Q_1, Q_2, Q_3 die des Ursprungs zu verschiedenen Zeiten. Diese Veränderungen hören erst auf, wenn an jedem Punkt des Flussbettes das Gefälle gerade noch zur Unterhaltung des Fließens des Wassers, aber nicht mehr zum Transport von Sinkstoffen in irgend einer Form genügt. Diese definitive Endkurve ist eine Kurve nahezu ohne Gefälle.

Fig. 112.



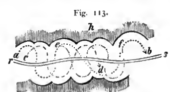
Stetige Aenderungen der Normal-Gefällskurven (nach Penck).

Ein Fluss vermag nicht nur sein Bett in vertikaler Richtung durch Erosion zu senken, durch Akkumulation zu heben; er ist oft auch im Stande sein Bett seitwärts zu verschieben oder zu verlegen. Wie es in Gebieten der Akkumulation zu Gabelungen des Flusses und damit zu kleinen Verlegungen seines Laufes kommt, sahen wir oben. Die bei der Gabelung enstandenen Äste vereinigen sich meist weiter unterhalb wieder. Nur selten schlägt infolge einer Gabelung ein Fluss eine ganz andere Richtung ein, wie der Hoangho, der sich bald dem Golf von Petschili, bald dem gelben Meer zuwendet. Dazwischen kommen auch Gabelungen vor, wo der eine Arm direkt in ein anderes Flussgebiet übertritt. Das sind die Bifurkationen. Berühmt ist die Bifurkation des Orinoco, bei der der eine Arm, der Cassequiare, dem Rio Negro und damit dem Amazonenstrom tributär wird.

Bei vielen Flüssen, die keine Möglichkeit haben, ihr Bett in die Tiefe einzuschneiden, finden wir die Neigung, dasselbe seitwärts zu ver-

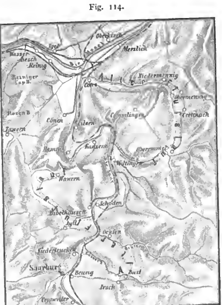
schieben. Das geschieht besonders durch Serpentinen oder Mäanderbildung. Dadurch, dass der Stromstrich sich in jedem Fluss mehr oder minder schlängelt, kommt es, wie wir oben schilderten, zur Herausbildung von Prallstellen, denen gegenüber sich am andern Ufer Kiesbänke finden. Diese Prallstellen strebt der Fluss, der sich hier an das Ufer drängt und es unterwäscht, immer mehr in das Ufer hineinzutreiben; da das bald am rechten, bald am linken Ufer geschieht, so verstärkt sich dadurch das Schlängeln des Flusses. Freilich wächst dabei auch seine Länge und es vermindert sich dadurch sein Gefälle und damit seine Transportkraft. Dadurch ist der Mäanderbildung eine gewisse Grenze gesetzt. Wenn das Gefälle durch die Verlängerung des Laufs so klein geworden ist, dass der Fluss nur noch das ihm von oben überkommende Geschiebe fortzuschaffen vermag, ist eine weitere Vergrößerung der Mäander ausgeschlossen. Aber nicht nur seitwärts, sondern zugleich auch flussabwärts verschiebt der Fluss die Prallstellen; denn der Stoß des Wassers ist an jeder Prallstelle gegen das Ufer schräg nach vorn gerichtet. Dadurch rücken die Mäander flussabwärts. Es entsteht schließlich auf diese Weise eine weite Aue oder Thalsohle zwischen hohen Ufern, in der der Fluss sich hin und her windet. Die hohen Ufer zeigen oft noch die konkaven Formen der Prallstellen, die einst hier vorhanden waren (Figur 113). Nicht selten kommt es bei Mäanderbildung vor, dass der Fluss die zwischen zwei Strecken seines Laufes befindliche Landzunge (z. B. bei *d* in Figur 113) durchbricht.

Fig. 113.



Alte Serpentinen des Rheins in der oberrheinischen Tiefebene.
h—h die Hochufer des Rheins.
a—b, *c—d*, *e—f* alte Flussserpentinen.
r—s reguliertes Rheinbett.

Fig. 114.



Alter und neuer Saarlauf unterhalb Saarburg. Zwischen Niederleucken und Schoden zwei heute abgeschnittene Serpentinen.

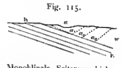
Dann folgt er dem neuen kurzen Laufe und die lange Schleife (zwischen *h* und *d*) kommt außer Thätigkeit; sie versandet bald, besonders an ihren Eingängen, und bleibt dann oft nur als ein flaches Thälchen, dazwischen auch von stehendem Wasser erfüllt als Altwasser zurück.

Zu seitlichen Verschiebungen der Flüsse führt auch die ablenkende Kraft der Erdrotation. Diese drängt alle auf der Erdoberfläche sich bewegenden Massen auf der Nordhemisphäre nach rechts, auf der Südhemisphäre nach links aus ihrer Bahn heraus und zwar unabhängig von der Richtung der Bewegung. So hat schon K. E. von Baer eine langsame Verschiebung der russischen Flüsse nach rechts konstatiert und auf die Erdrotation zurückgeführt (Baersches Gesetz); die Wolga z. B. greift ihr Westufer an, das unterwaschen und steil ist und direkt als Bergufer dem flachen Ostufer oder Wiesenufer gegenübergestellt wird. Obwohl das Gesetz von verschiedenen Seiten angefochten worden ist, kann heute, besonders nach den Ausführungen von Gilbert, an seiner Richtigkeit ein Zweifel nicht mehr bestehen.

Alle die betrachteten seitlichen Verschiebungen, mögen sie durch Mäanderbildung oder durch die Erdrotation verursacht sein, vollziehen sich besonders leicht, wo die Ufer aus lockerm Material bestehen und niedrig sind. Sind sie felsig und hoch, so ist ein Seitwärtsrücken sehr erschwert und der Flusslauf hier bis zu einem gewissen Grade festgelegt. Infolge dessen ist auch die Verbreiterung der Thalsohle, die Auebildung, auf die weichen Schichten beschränkt, während die harten in Engen passiert werden. Wie Suess hervorhob, ist die Donau bei Wien, bei Pressburg und bei Waitzen, sowie im Eisernen Thor durch felsiges Ufer festgelegt, während sie auf den Alluvialebenen dazwischen unter dem Einfluss der Erdrotation weit nach rechts ausbiegt.

Von besonderer Bedeutung ist eine dritte Art der seitlichen Flussverschiebung, auf die besonders Gilbert und v. Richthofen Gewicht legen; man kann sie als Monoklinalverschiebung bezeichnen. Fließt ein Fluss (Fig. 115) in einer weichen Schicht (*w*), unter der eine geneigte harte Schicht (*hh*) sich findet, im Streichen der Schichten oder doch in spitzem Winkel dazu, so wird er zunächst senkrecht in die Tiefe schneiden, bis er die harte Schicht erreicht hat. Dann aber wird er, da die Erosion in der harten Schicht erschwert ist und daher das eine Ufer sich schwerer als das andere angreifen lässt, die Tendenz haben, sein Bett gleichsam an der harten Schicht seitwärts abgleiten zu lassen. Ist sein Lauf von Anfang an parallel dem Streichen gewesen, so verschiebt er sich dabei sich selbst parallel, so dass sein Bett der Reihe nach die Lage a_1, a_2, a_3 einnimmt. Fließt er dagegen schräge zum Streichen, so entsteht eine Zerlegung des Flusslaufs in zweierlei verschiedenartige Strecken. Der untere Teil der Fig. 116 giebt uns ein Vertikalprofil der Schichten

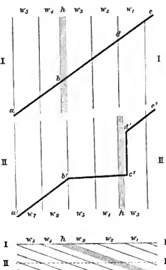
Fig. 115.



Monoklinale Seitenverschiebung eines im Streichen gelegenen Flussbettes (nach v. Richthofen).

senkrecht zum Streichen, I den Grundriss im Niveau I, in dem der Flusslauf die ursprüngliche Lage *a b d e* hat, II den Grundriss in späterer Zeit im Niveau II, nachdem das oberhalb II II befindliche Gestein im Fluss wegerodiert ist. Die Strecken *ab* und *de* haben sich in dieser Zeit in den weichen Schichten *w* vertikal in die Tiefe eingeschnitten, da sie nirgends auf harte Schichten stießen; sie nehmen im Niveau II die Lage $a^1 b^1$ und $d^1 e^1$ ein. Die Strecke *b d* aber ist der Neigung der harten Schicht (*h*) folgend an dieser durch Monoklinalverschiebung abgeglitten und hat die Lage $c^1 d^1$ angenommen. So ist an Stelle der geraden Strecke *b d* das knieförmige Stück $b^1 c^1 d^1$ getreten. Bei mehrfachem Wechsel harter und weicher Schichten entsteht in dieser Weise eine vollkommene Zickzackform des Laufs. Es wechseln Strecken, die dem Streichen der Schichten folgen, mit solchen senkrecht dazu ab. Dieser Vorgang erklärt in vielen Fällen, warum wir im Bereich dislocierter Gesteine so oft rechtwinkelig aufeinander stoßenden Flusstrecken begegnen. Nur wenn der Flusslauf senkrecht zum Streichen liegt, schneidet er sich vertikal in die Tiefe.

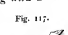
Fig. 116.



Monoklinalverschiebung eines schräge zum Streichen fließenden Flusses. *w* weiche, *h* harte Schichten. In der Figur oben stellt I I den Grundriss im Niveau I, II II den im tiefern Niveau II dar. Unten findet sich der geologische Querschnitt durch das Gebiet.

Flusswirkung und Denudation. Die Flüsse zusammen mit der Abspülung sind bei weitem die wichtigsten Faktoren bei der Ausgestaltung der Landoberfläche; sie arbeiten einander stets in die Hand. Ihr Resultat ist eine allmähliche Abtragung des Landes; diese Abtragung wird D e n u d a t i o n genannt. Wie der Fluss das Gefälle seines Laufes auszugleichen strebt, so strebt die Abspülung nach einer gesetzmäßigen Abböschung der Gehänge, bei der jedoch der Felscharakter eine weit größere Rolle als beim Fluss spielt (Fig. 117.) Ein überspültes Gehänge zeigt, wenn es aus verschiedenen Gesteinen besteht, immer verschiedene Böschungswinkel von Gestein zu Gestein, ein Flusslauf, wenn er nicht sehr jugendlich ist, dagegen nicht. Unter das Niveau des

Fig. 117.

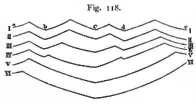


Gegensatz der durch den Fluss geschaffenen Gefällskurve und des Gefälles abgespülter Gehänge (n. P e n c k).

Flusses kann die Abspülung das Land nicht abtragen; der Flusslauf stellt daher das sogenannte lokale untere Denudationsniveau dar (Penck).

Da für jedes Gestein für eine gegebene Abspülung eine Maximalböschung besteht, über die sich dasselbe nicht erheben kann, ohne in kurzer Zeit abgetragen zu werden, so bestimmt die Lage der Flüsse zu einander auch die größtmögliche relative Erhebung der Wasserscheiden dazwischen: je näher zwei Flüsse, desto kleiner die relativen Höhen zwischen ihnen. In der Figur 118 entspreche der Winkel der Gehänge der Maximalböschung des überall homogen angenommenen Gesteins, das die Höhen zusammensetzt. Dann wird die relative Höhe der Wasserscheide zwischen *a* und *b* im Stadium I geringer sein als zwischen *b* und *c*, weil die Entfernung zwischen den Flüssen *a* und *b* kleiner ist als zwischen *b* und *c**). Es besteht also für jedes Gebiet auch ein lokales oberes Denudationsniveau, über das die Berge nicht emporragen können; dasselbe ist von der Entfernung der Flüsse von einander, sowie vom Gesteinscharakter und dem Betrag der Abspülung abhängig, welch letztere beide die Größe der Maximalböschung bestimmen. Der Abstand des lokalen obern Denudationsniveaus vom untern oder, anders ausgedrückt, die relative Höhe der Erhebungen ist umso größer, je weitmaschiger das Flussnetz, je widerstandsfähiger das Gestein und je schwächer die Abspülung ist.

Fig. 118.



Querschnitt durch Thäler, die sich z. T. gleich rasch, z. T. ungleich durch Einschneiden der Flüsse vertiefen, in verschiedenen Stadien.

Solange die Flussläufe ihre Höhenlage behalten, solange arbeitet die Abspülung ständig, aber mit abnehmender Geschwindigkeit an der Abböschung der Gehänge, so dass diese immer flacher und flacher werden; dabei behalten auch die Wasserscheiden ihre Lage bei; sie werden nur durch Unterwaschen und Abbrechen der übersteilen Partieen erniedrigt. Auch wenn die Flüsse (in Figur 118 *a b c d e*) alle gleich rasch ihr Bett eintiefen, so dass alle gleichzeitig in die Stellung II kommen, ändert sich die Lage der Wasserscheiden nicht; die Gehänge werden gleichmäßig erniedrigt und ihre Schnittlinien, eben die Wasserscheiden, senken sich vertikal, ohne dass die relative Höhe sich ändert. Anders wenn ein Fluss (der Fluss c zwischen den Stadien II und III) rascher erodiert als seine Nachbarn; dann rücken die Wasserscheiden vom rascher erodierenden Fluss fort und es vergrößert sich dessen Einzugsgebiet auf Kosten des Einzugsgebietes der langsamer erodierenden Nachbarflüsse. Ja, es kann in dieser Weise die Wasserscheide bis ins Bett des langsam erodierenden

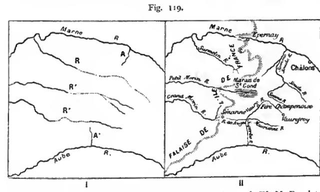
*) Die Böschung der Gehänge ist in der Nähe der Wasserscheiden etwas größer, weil hier weniger Spülwasser in Aktion tritt, als weiter unten; daher ist die Maximalböschung hier steiler als am Fuß des Gehänges; das ist in der Figur berücksichtigt.

Flusses rücken, d. h. dieser wird zu dem rasch erodierenden Strom abgelenkt und ihm tributär wie die Flüsse *b* und *d* im Stadium V.

Da große Flüsse weit rascher erodieren, so haben sie von vornherein die Neigung ihr Einzugsgebiet zu erweitern und dadurch kleine schwach erodierende Flüsse ihrer Nachbarschaft an sich heranzuziehen. Aber auch ein Fluss in weichem Gestein wird sein Bett rascher eintiefen als ein benachbarter in hartem und dadurch seine Wasserscheide von sich fortrücken und so allmählich die Flüsse in hartem Gestein an sich ziehen. Flüsse mit starkem Gefälle werden ihr Einzugsgebiet auf Kosten von Nachbarflüssen mit schwachem Gefälle erweitern. Besonders leicht tritt eine Ausdehnung des Einzugsgebietes ein, wenn etwa ein Nachbarfluss akkumuliert u. s. w.

Ein treffliches Beispiel solcher Ablenkungen von Flüssen durch Verschiebung der Wasserscheiden schildert William Morris Davis

Fig. 119.



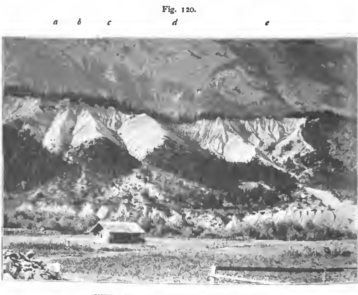
Flussablenkungen im Bereich der oberen Marne und Aube (nach W. M. Davis).

aus dem Gebiet der obern Marne und Aube (Figur 119). Der ursprüngliche Lauf der Flüsse ist links (nach geologischen Befunden) dargestellt. Marne und Aube, beide wasserreich, erodierten stärker als die andern kleinern Flüsse; dadurch schnitten die Zuflüsse *A* und *A'* gleichfalls ihr Bett tiefer ein und drängten die Wasserscheide bis ins Bett der Nachbarflüsse zurück. Diese verloren dadurch ihren Oberlauf und mitten in ihrem alten Bett entstanden Wasserscheiden; sie knüpfen sich am Surmelin und am Grand Morin an den stufenförmigen Abfall der sanft nach West geneigten harten Kreideschichten, die weiter im Osten wegen der starken Erosion der Marne und der Aube und der dadurch belebten Abspülung schon ganz entfernt sind. Bei dem am weitesten von Aube und Marne entfernten Petit Morin ist die Zurückdrängung der Wasserscheide noch nicht so weit gediehen; doch bedarf es nur noch eines geringen Einschneidens des Vaure, um den Sumpf, der das Quellgebiet markiert, zur

Aube abzuleiten. Ein analoger Vorgang spielte sich nach Heim am Maloja-Pass zwischen dem obern Inn, der im Engadin nur ein verschwindendes Gefälle hat und daher hier akkumuliert, und der nach Südwesten in steilem Bett abwärts stürzenden Maira ab; die Maira hat durch Rückwärtsschiebung der Wasserscheide den frühern Oberlauf des Inn, die Orlegna, an sich gezogen.*)

Ausgezeichnet ist das Ineinanderarbeiten von Erosion und Abspülung in homogenem Gestein bei Wildbächen zu erkennen. So heißen im Gebirge Bäche, die in der Regel kein oder wenig Wasser führen, bei Regenwetter aber anschwellen und der starken Abspülung ihres fast immer

Fig. 120.



Wildbäche bei Kandersteg (Berner Oberland).
(Nach einer Photographie des Verfassers.)

aus lockerm Schutt zusammengesetzten Einzugsgebietes wegen sehr viel Schutt führen. Figur 120 stellt einige allerdings sehr kleine Wildbäche dar, die sich nebeneinander in das aus Bergsturzschutt bestehende Thalgehänge bei Kandersteg im Berner Oberland eingefressen haben. Deutlich sieht man das Sammelgebiet, wo das spülende und schuttabreißende Wasser sich sammelt, und den Abzugskanal, der ins Thal herausführt. Im Hauptthal, wo das Gefälle des Wildbachs kleiner wird, lagert sich der herausgeführte Schutt in Form eines flachen Kegels — des Schuttkegels —

*) Auf die große Bedeutung dieses Rückwärtsgreifens stark erodierender Gewässer hat besonders Löwl aufmerksam gemacht. Über Wasserscheiden schrieb vor allem Philippson.

ab. Ein Schuttkegel fehlt fast keinem Wildbach. Die Böschung der zwischen den Bächen erhaltenen Rücken (Figur 120) ist überall gleich und entspricht der Maximalböschung des Bergschuttes. Die relative Höhe der Rücken ist zwischen den nah benachbarten Bächen *a* und *b* klein, schon größer zwischen *c* und *b* und am größten zwischen den weit von einander entfernten Bächen *d* und *c*. Dabei hat der am tiefsten eingeschnittene Bach *d* seine Wasserscheide stark gegen den Bach *c* verschoben. Auch der Rücken zwischen *b* und *c* besitzt gegen den tiefern Bach *c* ein längeres Gehänge. Auch die unbedeutenden Rücken am Hintergehänge von *d* und *e* zwischen den einzelnen Furchen zeigen im kleinen die gleichen Erscheinungen.

Da das Bett eines Wildbachs in der Regel starkes Gefälle hat, so findet bei jeder Gelegenheit eine Vertiefung desselben statt. Eine solche Vertiefung kann auch durch ein Einschneiden des Hauptflusses verursacht sein. So sind die Schuttkegel aller Wildbäche in Figur 120 an ihrem untern Ende von der Kander angeschnitten worden, die gleich hinter dem Gebüsch strömt. Dadurch wurden die Bäche *a* und *b* einerseits, *d* und *e* andererseits veranlasst ihren Unterlauf in ihren eigenen Schuttkegel einzuschneiden. Jede Vertiefung des Bettes aber zieht sofort Nachrutschungen und Abschwemmungen von den übersteil gewordenen Gehängen nach sich. Dadurch verschieben sich die Wasserscheiden rückwärts. Nur wo sich zwischen zwei Bächen bereits ein scharfer Grat findet, ist diese Verschiebung gehemmt, die Wasserscheide gleichsam im Gleichgewicht, weil der eine Bach sie nach rechts, der andere nach links zu drängen sucht. Dagegen ist das Einfressen rückwärts in der Regel leicht möglich.

Zahlreiche Wildbäche sind erst durch die Entwaldung der Schutthänge entstanden, durch die eine fast unbeschränkte Abspülung ermöglicht wurde. Heute sucht man ihnen dadurch zu wehren, dass man ihre Sohle durch Mauerwerk, durch sogenannte Thalsperren, festlegt. Auf diese Weise wird das Tiefereinschneiden der Betten gehemmt, dadurch auch das Übersteilwerden und Nachstürzen der Gehänge und damit überhaupt starke Schuttlieferung unmöglich gemacht. Das Wasser spült nur an den Gehängen und mindert stetig deren Böschung; ist letztere klein genug geworden, so sucht man durch Aufforsten eine Radikalkur auszuführen; denn hat einmal der Wald festen Fuß gefasst, so ist die Abspülung gehemmt und die Gefahr weiterer Wildbachausbrüche und Verheerungen im Thal durch den herabgeführten Schutt ausgeschlossen; die Wildbäche liefern wohl noch Wasser, aber da dieses über den Waldboden nur langsam abfließt, nicht in plötzlichen Ausbrüchen und ohne Überladung mit Schutt.

Alle Gesetze, die uns die Wildbäche für Gebiete aus gleichförmigem Gestein zeigen, gelten auch für Gebiete aus ungleichförmigem Gestein; auch hier besteht die Abhängigkeit der relativen Höhe der Wasserscheiden vom Abstand der Bäche von einander, sowie von der Maximalböschung der

Gesteine, nur dass letztere von Schicht zu Schicht wechselt und daher an Stelle eines gleichmäßig abgeböschten Gehänges ein stufenförmiges tritt. Auch hier bewirkt jedes Einschneiden der Flüsse, also jede Senkung des lokalen untern Denudationsniveaus sofort eine Belebung der Abrutschungen und der Abspülung und dadurch eine Erniedrigung der Wasserscheiden, sofern die Gehänge schon vorher bis zur Wasserscheide die Maximalböschung besaßen. Auch die Verschiebung der Wasserscheiden erfolgt analog vom rasch erodierenden Fluss fort. Die Geschwindigkeit der Verschiebung hängt dabei sehr wesentlich vom Gesteinscharakter ab: sie erfolgt in weichem Gestein sehr rasch, in hartem sehr langsam. Daher haben im allgemeinen die Wasserscheiden die Neigung sich an harte Schichten zu knüpfen.

Erosion und Denudation wachsen mit zunehmender Höhe; sie sind in hochragenden Gebirgen weit bedeutender als in niedrigen. Je höher daher ein Gebiet gehoben wird, desto stärker wird es abgetragen und schließlich gelangt es nach Penck in eine Höhe, wo die Abtragung gerade so viel entfernt, als von unten in der gleichen Zeit emporgehoben wird. Abtragung und Hebung halten einander hier das Gleichgewicht und ein weiteres Wachsen des Gebirges ist ausgeschlossen. Die Höhe, in der die Abtragung so groß ist, dass sie selbst der größten auf Erden vorkommenden Hebung Schritt zu halten vermag, nennt Penck das absolute obere Denudationsniveau; es wird annähernd durch die höchsten Gipfel der Erde repräsentiert.

Es giebt auch ein absolutes unteres Denudationsniveau, unter das das Land überhaupt nicht abgetragen werden kann. Dasselbe wird durch eine von der Küste gegen das Innere des Landes ganz allmählich und überaus wenig ansteigende schiefe Ebene dargestellt, deren Gefälle überall gerade noch groß genug ist, um das Fließen des Wassers zu veranlassen, aber zu klein, um dem Wasser den Transport irgend welcher Sinkstoffe zu gestatten. Zwischen dem absoluten obern und dem absoluten untern Denudationsniveau liegt die gesamte von Zuflüssen des Meeres überflossene Landoberfläche.

Betrag der Denudation. Kennt man die Massen von gelösten Substanzen, von Schlamm, Sand und Geschieben, die die Flüsse jährlich ins Meer schaffen, so vermag man durch Verteilen derselben auf das Land zu berechnen, um wie viel das Land jährlich durch das fließende Wasser abgetragen wird. Penck fand durch Diskussion zahlreicher einschlägiger Beobachtungen die Abtragung für Mitteleuropa (Elbe, Rhein, Maas, Seine, Themse) zu 0.03 *mm* jährlich, für Südeuropa (Donau, Rhone) zu 0.07 *mm*, für Südasien (Amu-Darja, Indus, Ganges, Irawaddy, Yangtsekiang) aber zu 0.22 *mm*. Sehr viel größer ist die Abtragung im Gebirge; Heim bestimmte sie für das Reussgebiet zu 0.24 *mm* jährlich (mit Berücksichtigung der gelösten Substanzen zu 0.3 *mm*), Steck für die Kander im Berner Oberland zu 0.45. Und doch beteiligen sich an den Einzugsgebieten

dieser Alpenflüsse nicht nur stark abgespülte Strecken, sondern auch Ebenen mit Akkumulation, sodass thatsächlich die Abtragung, dort wo sie allein herrscht, weit größer sein muss. Sind auch alle diese Zahlen nur Näherungswerte und nicht als absolut genau zu betrachten, so zeigen sie uns doch die Größenordnung der Beträge, um die es sich handelt: durchschnittlich in etwa 10000 Jahren wird das Land um 1 *m* abgetragen.

Gletscherwirkungen.

Schneegrenze. Im Gebirge nimmt die Temperatur mit zunehmender Höhe ab und zwar um 0,5° C. auf 100 *m*. Damit wächst die Menge des schneeigen Niederschlags und gleichzeitig verringert sich die zur Schmelzung des Schnees verwendbare Wärmemenge. Schließlich gelangen wir in eine Höhe, wo die in einem Jahr gespendete Wärme gerade noch genügt, um den im gleichen Zeitraum gefallenen Schnee zu schmelzen. Steigen wir noch etwas höher, so bleibt hier jedes Jahr ein Rest Schnee ungeschmolzen zurück; wir befinden uns in der Region des ewigen Schnees. Die Höhe, in der Gleichgewicht zwischen Schneefall und gespendeter Wärme herrscht, bezeichnet man als Schneegrenze. Im Hochgebirge wechseln auf kurze Entfernung die Verhältnisse der Schneeanhäufung, da der Schnee von den steilen Gehängen fort- und in den Nischen und Schluchten zusammengeweht wird. Daher werden bei gleicher Temperatur steile Gehänge in einer Höhe schneefrei, in der sich in Nischen der Schnee noch hält. Aber auch die zur Schmelzung gespendete Wärmemenge fällt von Ort zu Ort ganz verschieden nach der Lage (Exposition) aus. So kommt es, dass von Stelle zu Stelle die Höhe der Schneegrenze sich ändert. Wir nennen diese durch die ungleichmäßige Anhäufung und Abschmelzung bedingte Schneegrenze die örtliche oder lokale Schneegrenze. Ihr gegenüber stellen wir mit E. Richter die klimatische Schneegrenze und verstehen darunter die Höhe, in der auf horizontalen und daher weder lokal begünstigten noch benachteiligten Flächen der in einem Jahr gefallene Schnee gerade geschmolzen werden kann. Angenähert lässt sich diese Höhe für eine Gebirgsgruppe als Mittel aus den einzelnen beobachteten Höhen für die örtliche Schneegrenze finden.

Die Bestimmung der Schneegrenze in der Natur durch direkte Beobachtungen ist nicht so einfach, weil ihre Höhe nicht nur von Bergseite zu Bergseite, sondern auch von Jahr zu Jahr etwas verschieden ist. Eigentlich gut orientiert sind wir nur über die Höhe der Schneegrenze in den Alpen, weil hier in der letzten Zeit Methoden zur Anwendung gekommen sind, die sich nicht auf Einzelbeobachtungen, sondern auf das Vorkommen von Gletschern stützen. Gipfel, wo Gletscher sich finden, ragen über die Schneegrenze empor, Gipfel dagegen, denen Gletscher fehlen, nicht. So gelingt es, Grenzwerte zu finden und daraus auf die Höhe der Schneegrenze zu schließen. Eine andere vom Verfasser vorgeschlagene Methode geht davon aus, dass bei größern Gletschern etwa

$^3/_4$ der Oberfläche über der Schneegrenze liegen; die Isohypse, die die Gletscheroberfläche im Verhältnis 3 : 1 teilt, entspricht also ungefähr der Schneegrenze. Eine dritte Methode besteht darin, dass man die mittlere Höhe des Gletschers berechnet; diese ist, wie Kurowski gezeigt hat, ungefähr gleich der Höhe der Schneegrenze.

Deutlich zeigt sich in den Alpen der Einfluss der Exposition auf die örtliche Schneegrenze; sie befindet sich im Berner Oberland bei Nordexposition im Mittel etwa 150 *m* tiefer als bei Südexposition. Die klimatische Schneegrenze liegt in den Ostalpen nach Richter in der nördlichen Kalkzone bei 2500 *m* und steigt gegen das Innere bis zu 2900 *m* an, um sich auf der Südseite wieder auf 2600—2700 *m* zu senken. Auch entlang des centralen Zuges der Alpen springt die Schneegrenze auf und ab: Finsteraarhorngruppe 2900 *m*, Trieftgebiet 2700 *m*, Tödi 2700 *m*, Ötzthaler Alpen 2900 *m*, Hohe Tauern 2700 *m*.*) Die Ursache dieser Unterschiede liegt darin, dass ausgedehnte Erhebungen in gleichen Höhen höhere Temperaturen und geringere Niederschlagsmengen zu haben pflegen als benachbarte niedrigere Berge; sie verhalten sich klimatisch ähnlich wie Plateaux und heben dadurch die Schneegrenze empor.

So zuverlässige Angaben wie für die Alpen fehlen mit wenigen Ausnahmen für andere Gebiete. Gleichwohl zeigt sich deutlich, wie die Schneegrenze aus den Polarregionen gegen die Tropen ansteigt. Dabei liegt sie in der regenreichen Äquatorialregion etwas tiefer als in den trockenen Passatzonen; in diesen erreicht sie überhaupt ihre größte Höhe. Besonders in Asien ist das Sinken der Schneegrenze von dem trockenen Tibet gegen die Südketten des Himalaya sehr markant: Karakorum und Kuenlun 5500—6000, Himalaya Südseite 4900, Ketten von Birma 3700 *m*. Trockenheit bewirkt immer eine hohe Lage der Schneegrenze. Die nachfolgende kleine Tabelle (nach Penck) illustriert die Verhältnisse:

Höhe der Schneegrenze in Metern.

Breite	Nördliche Halbkugel	Südliche Halbkugel.
0°—10°	zw. 4200 u. 4700 (Anden v. Columbia)	zw. 4510 u. 5050 (Anden von Ecuador)
10°—20°	zw. 4280 u. 4900 (Mexiko)	zw. 4760 u. 5920 (Anden)
20°—30°	zw. 3700 (Ketten von Birma) u. 5300 (Himalaya)	zw. 4500 (Ostcordillere) u. 6000 (Anden)
30°—40°	zw. 2920 (Taurus) und 5910 (Karakorum)	zw. 1600 u. 4480 (Anden)
40°—50°	zw. 1590 (Kaskadengebirge) u. 3810 (Kaukasus)	zw. 300 (Kerguelen) u. 2380 (Neuseeland)
50°—60°	zw. 1360 (West-Norwegen) u. 3230 (Sibirien)	zw. 550 (Südgeorgien) u. 1220 (Feuerland)
60°—70°	zw. 760 (Alaska) u. 1630 (Ostnorwegen)	

*) Nach Kurowski, Zeller, Jegerlehner und Richter.

In der Arktis ist bisher kein Gebiet bekannt geworden, wo die Schneegrenze im Meeresspiegel läge. Dagegen dürfte das im Bereich der antarktischen Eiskappe*) der Fall sein.

Oberhalb der Schneegrenze bleibt aus jedem Jahr ein Rest Schnee ungeschmolzen zurück. Hier würde sich daher gar bald über dem Felsgebirge ein gewaltiges Gebirge aus Eis und Schnee aufbauen, wenn nicht die Natur für eine Abfuhr jenes Schneeüberschusses Vorsorge getroffen hätte. Diese Abfuhr erfolgt einerseits ruckweise durch ein plötzliches Abstürzen der Schneemassen in die Tiefe — das sind die Lawinen; oder aber der Schnee, bezw. das aus ihm hervorgegangene Eis gerät in eine langsame Bewegung und fließt stetig der Neigung des Bodens folgend als Gletscher thalabwärts.

Lawinen. Als Lawine, Laui oder Lahn wird jede stürzende Schnee- oder Eismasse im Gebirge bezeichnet. Jede Lawine hat ein Abrissgebiet, wo die Schneemassen sich losreißen, eine Sturzbahn und am Fuss dieser Sturzbahn ein Ablagerungsgebiet. Die Staublawinen bestehen aus trockenem, mehr oder minder pulverförmigem Schnee; sie bilden sich bei Neuschnee, besonders wenn der Schneefall ohne Wind erfolgte. Der Schnee bleibt dann oft auf steilen Hängen liegen, von wo er bei der ersten Gelegenheit, die durch den Tritt eines Tieres, durch einen Schuss, ja durch einen Schrei gegeben werden kann, als Lawine abstürzt. Sehr häufig kommt der Neuschnee auch auf der glatten gefrorenen Oberfläche des alten Schnees ins Gleiten. Die Staublawinen sind besonders die Lawinen des Winters; gefürchtet sind sie vor allem des Windschlags wegen.

Im Gegensatz zu den Staublawinen sind die Grundlawinen die Lawinen der Zeit starker Schneeschmelze. Sie gehen ab, wenn der Schnee mehr oder weniger mit Schmelzwasser durchtränkt und oft durch das dem Boden entlang fließende Wasser unterhöhlt ist. Der Schnee reißt bis zum Erdboden ab, so dass der Grund erscheint. Besonders in den Stunden zwischen 10 Uhr vormittags und 3 Uhr nachmittags fallen an warmen Tagen Grundlawinen, dann auch bei Föhn. Gefährlich sind sie durch den Schneeschlag: der stürzende Schnee reißt Steine, Bäume, ja Häuser mit fort.

Bei den Gletscherlawinen sind die stürzenden Massen nicht Schnee, sondern Gletschereis; sie entstehen, wo ein Gletscher auf steilem Untergrunde oder oberhalb einer Wand endigt, über die er sich zeitweilig hinausschieben will.

Die Bewegung ist bei allen Lawinen im ersten Augenblick ein Gleiten, das sich jedoch sofort in ein Stürzen und schließlich in eine Art Fließen verwandelt, genau vergleichbar dem Fließen des Sandes, den man auf eine schräg geneigte Unterlage ausschüttet. Die einzelnen Teile verschieben sich dabei fortwährend neben- und übereinander und

*) In Süd-Georgien, für das man früher eine Schneegrenze im Meeresniveau annahm, liegt sie thatsächlich in 550 *m* Höhe, wie die topographischen Aufnahmen der deutschen Polarstation darthun.

der Schneestrom schmiegt sich genau den Unregelmäßigkeiten des Geländes an. Bei den Staublawinen sind die einzelnen «Flüssigkeitselemente» Schneeflocken, bei den Grundlawinen dagegen Schneeballen der verschiedensten Größe. Beim Anprall unten im Thal keilen sich die Massen der Grundlawine zusammen und vereisen im Moment durch den gewaltigen Druck. Die Staublawinen dagegen bleiben ihres starken Luftgehalts wegen locker.

Die große Mehrzahl der Lawinen fällt oberhalb der Waldgrenze oder hat doch hier ihren Ursprung. Wo Wald steht, heftet er den Schnee an den Boden, so dass es zu keiner Lawinenbildung kommt; oft hält auch ein Wald eine stürzende Lawine auf und schützt so das Thal. Ein Niederschlagen des Waldes im Hochgebirge an steilen Gehängen ist daher sehr oft von einer Vergrößerung der Lawinengefahr gefolgt. Man sucht sie nachträglich durch kostspielige Verbauungen und durch Aufforsten wieder zu bannen.

Die Schneemassen, die in Lawinen bergab gefördert werden, sind oft sehr groß. In der 325 *qkm* großen Gotthardgruppe in der Schweiz stellte Coaz 530 Lawinenzüge fest, von denen eine große Zahl erst infolge der Entwaldung entstanden ist; sie fördern jährlich $^1/_3$ *cbkm* Schnee. Einzelne Lawinen erreichen 1 Million *cbm* und darüber. Noch größer werden manche Gletscherlawinen. Die Gletscherlawine, die am 11. September 1895 im Berner Oberland von der Altels abging, hatte 4—5 Millionen *cbm*. Sie langte am Fuss des Berges nach Durchmessung einer Fallhöhe von 1500 *m* mit einer Geschwindigkeit von 120 *m* an (Heim, Brückner).

Lawinen kommen in allen Gebirgen vor, in denen reichlich Schnee fällt und die steilere Gehänge aufweisen; insbesondere treffen wir sie überall, wo Teile des Felsgerüstes der Erde in den Bereich des ewigen Schnees emporragen. Dadurch, dass die Lawinen, besonders die Grundlawinen, vielfach Steine und Schutt vom Gehänge herabreißen, arbeiten sie mit an der Abtragung des Landes. Wenn dann der Lawinenkegel unten im Thal schmilzt, so schmelzen (apern) alle diese Schutt- und Staubmassen heraus und bedecken als schwarze Schmutzschicht den Lawinenrest. Ist später alles Eis geschmolzen, so bleibt der Schutt doch als Wahrzeichen der gefallenen Lawine zurück. Fast regelmäßig findet man daher am Fuß eines häufig benutzten Lawinenzuges mehr oder minder mächtige Schuttanhäufungen.

Formen und Verbreitung der Gletscher. Gletscher sind dauernde, in einer stetigen, teils gleitenden, teils fließenden Bewegung begriffene Eismassen, die ihren Ursprung oberhalb der lokalen Schneegrenze haben. Ihre Größe ist überaus mannigfach und kann bis zu vielen Tausenden, ja Hunderttausenden von Quadratkilometern ansteigen. Ebenso verschieden ist ihre Form, die zu einem Teil von der Gestaltung des Untergrundes abhängt, zu einem Teil aber auch von der Größe der Gletschermasse.

In Gebirgen mit Graten und Spitzen wie die Alpen treffen wir Gletscher von alpinem Typus (Heim). Hier ist fast jeder Gletscher durch orographische Verhältnisse von seinen Nachbarn getrennt und daher wohl individualisiert. Ed. Richter unterscheidet darunter Kargletscher, Gehängegletscher und Thalgletscher. Die Kargletscher liegen hoch oben in Nischen oder Karen, an Gipfeln oder Graten, die nur wenig über die Schneegrenze emporreichen; sie sind klein und werden deshalb oft nur als Schneefelder bezeichnet. Schon größer sind meist die Gehängegletscher, die auf den Gehängen des Thales ruhen. Noch größer sind die Thalgletscher; sie reichen bis zur Thalsohle herab und bedecken diese auf eine Strecke, während ihr Ursprung am Hintergehänge des Thales zu suchen ist; sie erscheinen als Eisströme im eigentlichsten Sinn des Wortes. Oft vereinigen sich mehrere Gletscher in ihrem Unterlauf zu einem einheitlichen Gletscher. Bei vielen ist deutlich eine Firnmulde von der Gletscherzunge zu unterscheiden (vgl. Fig. 121); diese Scheidung ist aber nur durch die Gestalt des Thales und nicht durch die Lage der Schneegrenze bedingt. Der größte Gletscher der Alpen ist der Aletschgletscher, der an den Südflanken der Jungfrau entspringt und von hier bis zu seinem Ende eine Länge von 24 *km* und mit all seinen Zuflüssen ein Areal von 115 *qkm* besitzt.

Fig. 121.



Der Obersulzbachgletscher in den Hohen Tauern, ein alpiner Thalgletscher (nach Richter).
Die Isohypse von 2400 *m* schneidet die Gletscherzunge ab; die Isohypse von 2700 *m* entspricht etwa der Schneegrenze.

In Gebirgen, die, wie die skandinavischen, Berge von Pultform haben, treffen wir Plateaugletscher an; hier fehlt jede Gliederung; wie ein Federbett ruht die Eismasse auf dem pultförmigen Gipfel auf. Von einzelnen Firnmulden und zugehörigen Gletscherzungen ist nicht die Rede; dieselbe Gletscherhaube kann mehrere Zungen in die verschiedenen Thäler herabsteigen lassen, wie der Justedalsbräe, der 900 *qkm* bedeckt und 20 kurze Zungen in die tief in das Plateau einschneidenden Thäler sendet.

Bei den bisher betrachteten Gletschern spiegelt sich in ihrer Form und Ausbreitung sowie in ihren Oberflächenverhältnissen deutlich der Untergrund wieder. Anders beim Inlandeis. Hier liegt eine vollkommene Eisüberschwemmung vor, die unabhängig vom Untergrund ist. Einzig und allein die physikalischen Eigenschaften des Eises sind für die äußere Form maßgebend; so kommt eine Gestalt zustande, die man am besten mit der eines ausgegossenen Breies vergleichen kann. Die Massen rücken

stetig von der Mitte gegen die Ränder vor. An jeder Stelle nimmt das Eis die Mächtigkeit an, die nötig ist, um die Widerstände aller gegen den Rand hin vorgelagerten Massen zu überwinden und so die Bewegung zu unterhalten. Dabei herrschen in der Mitte überaus geringe Neigungen der Oberfläche (Nansen fand in Grönland nur 1°), während die Ränder steil abfallen. Das einzige besser bekannte Beispiel eines Inlandeises bietet Grönland. Nur in der Nähe der Ränder ragen mehrfach Gipfel des Untergrundes über das einheitliche Niveau des Eises heraus — die Nunataker oder Aberberge. Hier kommt der Untergrund auch insofern zur Geltung, als er den Rand des Eises in zahlreiche einzelne Zungen, z. T. von sehr großer Breite zerlegt. Ein viel großartigeres Beispiel eines Inlandeises dürfte die noch unerforschte antarktische Eiskappe darstellen. In der geologischen Vergangenheit boten die Inlandeismassen von Nordamerika und von Nordeuropa ähnliche Bilder (vgl. Fig. 47 und Fig. 48, S. 87 und S. 88). Von besonderem Interesse ist das amerikanische Inlandeis, weil es sich an gar kein Gebirge knüpft. Seine beiden durch die Richtung der Gletscherschliffe festgelegten Centren befanden sich mitten im kanadischen Tiefland. Die Eismassen der Alpen zeigten insofern ein etwas anderes Bild, als sie im Gebirge deutlich gegliederte Gletscher darstellten, die erst auf dem nördlichen Vorland sich zu einem einheitlichen Eiskuchen vereinigten*). Die diluvialen Eisströme der Alpen erreichten nachweislich eine Mächtigkeit bis zu 1300 *m*; viel größer noch war jedenfalls die Mächtigkeit der amerikanischen und der skandinavischen Eiskappe; sie dürfte mit 3000 *m* nicht überschätzt sein.

Gletscher finden sich überall dort, wo Teile der festen Erdkruste über die lokale Schneegrenze emporragen. Besonders gewaltig sind sie in den polaren Regionen entwickelt. Der nordamerikanische Archipel, Spitzbergen, Franz Josefsland stellen ausgezeichnete Gletschergebiete dar. Von den Gletschermassen Grönlands und der Antarktis sprachen wir schon. Aber auch in den Tropen treffen wir Gletscher, wenn sie auch entsprechend der hohen Lage der Schneegrenze ganz auf die höchsten Gebirge beschränkt sind. So hat der Himalaya Gletscher, die sogar weit größer und dabei schuttreicher als die der Alpen sind; die Anden tragen Gletscher, desgleichen der Hauptgipfel des Kilimandscharo (Kibo) u. s. f. Das gesamte Gletscherareal der Erde schätzt Penck einschließlich der Antarktis auf 7.4% der Landoberfläche.

Ernährung und Abschmelzung der Gletscher. Bei jedem Gletscher lässt sich ein Nährgebiet, oft Firngebiet genannt, mit vorwiegendem Schneefall und ein Gebiet vorwiegender Abschmelzung oder Ablation unterscheiden. In jenem herrschen die Formen der Schneeanhäufung

*) Diese Form, die einen Übergang zwischen den alpinen Gletschern und dem Inlandeis darstellt, ist heute in Alaska schön entwickelt; ein Beispiel bietet der Malaspinagletscher am Fuss des Mount Elias.

durch den Wind; alle Spalten und Vertiefungen sind ausgefüllt und sanft gekrümmt spannt sich die Schneedecke darüber aus. In diesem dagegen dominieren, wenigstens im Sommer, die Formen des schmelzenden Schnees; der Gletscherkörper ist von zahllosen Spalten durchzogen und zerrissen. Die Grenze zwischen Nährgebiet und Schmelzgebiet bildet die Schneegrenze.

Der Schnee, der im Nährgebiet fällt, ist meist trocken und staubförmig (Hochschnee); durch Schmelzen und Wiedergefrieren verwandelt er sich in Hocheis, dann in Firnschnee und schließlich geht er in Firn über. Der Firnschnee und noch mehr der Firn sind körnig. Durch das Gefrieren des eingesickerten Schmelzwassers und durch den Druck der obern, später gefallenen Massen geht schließlich der Firn in Firneis und endlich in Gletschereis über.*) Der ganze Prozess ist durch eine allmähliche Minderung des Luftgehalts und eine Zunahme der Größe der einzelnen Körner charakterisiert. Warum die einen Körner auf Kosten der anderen wachsen, ist jedoch noch ganz dunkel. Das Endprodukt, das Gletschereis, ist typisch körnig und einigermaßen blasenfrei, daher wasserhell und in dicken Lagen prachtvoll blau. Die einzelnen Körner, die um so größer werden, je älter das Eis ist — man hat oft Körner von 10 *cm* Durchmesser beobachtet — berühren einander ohne Zwischenraum und sind durch hakenförmige Auswüchse mannigfach mit einander verschränkt. Erst bei Druck oder bei Schmelzung werden die Fugen zwischen ihnen sichtbar. Jedes Korn ist ein optisch einaxiger Krystall.

Wenn auch seiner Entstehung nach das Gletschereis ein sedimentäres Gestein ist, so lässt sich die Schichtung in der Nähe des Gletscherendes bei uns nur selten beobachten, häufiger schon in der Polarregion. So haben v. Drygalski und Chamberlin aus der Polarregion Erscheinungen geschildert, die wohl nur als echte Schichtung gedeutet werden können.**)

Auch in der Firnregion findet Abschmelzung statt, nur tritt sie hier gegenüber der Schneeanhäufung zurück, während sie unterhalb der Schneeregion im Vordergrund steht; sie beträgt am Ende großer Gletscher in den Alpen unter Umständen 3 und 3½ *m* im Jahr. Wenn auch Schmelzung am Boden des Gletschers durch die dort cirkulierenden Wasser stattfindet, so ist doch nur die Abschmelzung von oben maßgebend. Teils vollzieht sie sich unter der direkten Wirkung der Sonnenstrahlen, teils durch Vermittlung der warmen über das Eis hinstreichenden Luft oder des auf das Eis fallenden Regens und Taus. Nachts setzt die Abschmelzung aus, das Schmelzwasser versickert und gefriert z. T. Auch im Winter steht die Abschmelzung fast ganz still.

---

*) Es ist einigemal gelungen, alle diese Übergänge in einem einzigen Vertikalschnitt durch einen Gletscher zu beobachten.

**) Auch die sogenannte Blaublätterstruktur unserer alpinen Gletscher wird von manchen als Schichtung angesprochen.

Von großem Einfluss sind Fremdkörper auf dem Eise. Massenhafter Schutt schützt das Eis vor Schmelzung; es hebt sich daher bald als ein Wall unter dem Schutt über seine schutzlos den Strahlen der Sonne preisgegebene Umgebung hervor (Fig. 122). Bis zu 50 *m* hohe Eiswälle dieser Art sind unter Schuttbedeckung beobachtet worden.*) Auch die Entstehung der Gletschertische (Fig. 123) führt sich darauf zurück; hier schützte ein Block seine Unterlage, die als Eissäule ihn trägt. Ganz anders wirken kleine Fremdkörper, wie Sandkörner, kleine Steine und ähnliches, wenn sie spärlich das Eis bedecken: sie erwärmen sich unter den Strahlen der Sonne intensiv und schmelzen in das Eis ein.

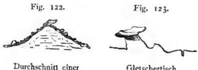


Fig. 122. Durchschnitt einer Gletschermoräne.

Fig. 123. Gletschertisch.

Das Schmelzwasser sammelt sich z. T. noch auf der Gletscheroberfläche in Bächen, die der geringen Reibung am Eise wegen sehr rasch fließen. Auf dem grönländischen Inlandeis treten ganze Ströme auf, die in das Eis Thäler eingenagt haben. Wo ein Bach von einer Gletscherspalte gequert wird, da stürzt das Wasser zur Tiefe und strudelt die Spalte zu einem Schlund (Gletschermühle) aus. Reicht der Sturz bis zum Boden, so können hier Riesenkessel entstehen, wie sie typisch im Gletschergarten von Luzern zu sehen sind. Besonders, wenn die Ursache zur Bildung der Spalte in der Gestaltung des Untergrundes liegt, wird die Gletschermühle ihren Ort ziemlich ständig beibehalten können. Am Gletscherende wird alles Schmelzwasser im Gletscherbach gesammelt und abwärts geführt.

Jeder Gletscher in seiner Gesamtheit repräsentiert einen Gleichgewichtszustand zwischen Schneeanhäufung und Schneeabschmelzung. Das Ende liegt gerade dort, wo die letzten Schneeteilchen auf ihrem Weg abwärts geschmolzen werden. Vergrößert sich der Schneefall, so wird der Gletscher anwachsen müssen, ebenso wenn sich die Abschmelzung vermindert. Eine Verkleinerung des Schneefalls und eine Vergrößerung der Schmelzung d. i. ein Steigen der Temperatur müssen umgekehrt wirken. So beeinflusst die Witterung den Stand der Gletscher: bald schreiten sie vor, bald schmelzen sie ab. Freilich ein Jahr vermag nicht den Gletscherstand erheblich zu ändern, weil die Masse des Gletschers zu groß und der Weg bis zum Ende zu lang ist. Allein längere Schwankungen der Witterung machen sich deutlich geltend. So folgen die Gletscher den 35jährigen Klimaschwankungen und zwar bemerkenswerter Weise ohne bedeutende Verspätung.**) Ed. Richter schließt daraus, dass es im

*) Solche Eiswälle nebst dem hangenden Schutt werden schlechthin Moränen genannt (siehe unten).

**) Unser Jahrhundert hat zwei Vorstoßperioden der Gletscher erlebt (vgl. die Arbeiten von Forel und Richter). Der erste Vorstoß begann 1814 und war kurz und sehr intensiv; der

wesentlichen die Geschwindigkeit der Gletscherbewegung ist, die über Vorrücken oder Rückzug entscheidet. Größere Schneeanhäufung in der Firnregion vergrößert den Druck der nachrückenden Massen auf die thalauswärts liegenden und damit deren Geschwindigkeit. Die Eisteilchen kommen daher an der Stelle, wo das Ende bisher lag, an, ehe sie Zeit gehabt haben, zu schmelzen, und der Gletscher rückt vor.

Gletscherbewegung. Schon ein flüchtiger Blick auf einen großen Thalgletscher lässt ahnen, dass das Gletschereis in einer fließenden Bewegung begriffen ist. In der That war das Abwärtsrücken des Eises den Bergbewohnern schon lange bekannt, ehe Hugi die ersten Messungen darüber anstellte. Solche Messungen sind seitdem oft wiederholt und besonders sorgfältig am Rhonegletscher ausgeführt worden. Die Geschwindigkeit ist von Gletscher zu Gletscher sehr verschieden und im allgemeinen umso größer, je größer der Gletscher ist. Selbst die größten Alpengletscher bewegen sich nicht über 1 *m* täglich abwärts, viele von ihnen aber nur wenige Centimeter. Dagegen legen die grönländischen Gletscher bis zu 20 und 30 *m* im Tage zurück. Die Bewegung ist überall im Sommer rascher als im Winter. Sie ist ein kombiniertes Gleiten und Fließen d. h. es schiebt sich einerseits der ganze Eiskörper in seinem Felsbett abwärts; andererseits aber ändern die einzelnen Teile des Gletschers dabei auch ihre Stellung zu einander, indem die Reibung am Untergrund die einen mehr, die andern weniger hemmt. Beide Arten von Bewegungen sind besonders schön am Rhonegletscher nachgewiesen worden. Hier wurden Steinreihen in gerader Linie quer über den Gletscher gelegt; nach einem Jahr ergab sich, dass die Steine unmittelbar am Rande des Gletschers um 10 *m* abwärts verschoben worden waren, die in der Mitte aber um rund 100 *m*. Die gerade Linie war durch die raschere Bewegung des Eises in der Mitte in eine bogenförmig gekrümmte ausgezogen worden. Es besteht hier eine vollkommene Analogie zwischen Gletscher und Fluss, wo auch die größte Geschwindigkeit in der Mitte zu beobachten ist. Auch beim Gletscher giebt es einen Stromstrich, der sich immer an das konkave Ufer herandrängt. Die Bewegung der tiefern Eisschichten ist nach Tyndalls Beobachtung langsamer als die der obern. In Engen findet eine Beschleunigung, in Weitungen eine Verlangsamung statt. Auch das Gefälle und die Mächtigkeit wirken beim Gletscher wie beim Fluss. Am größten ist die Geschwindigkeit meist in mittleren Höhen des Gletschers; sie nimmt aufwärts, also zur Firnregion, und ebenso abwärts zum Gletscherende hin zugleich mit der Mächtigkeit ab.

---

zweite begann 1835 und währte lang: beide Vorstöße entsprechen feuchten und kühlen Perioden der Klimaschwankungen (vgl. Abt. 1, S. 226); ein dritter Vorstoß, der Ende der 70er Jahre begann und der feuchten Zeit von 1880 entsprach, ist ganz verkümmert geblieben, wohl weil die Kälteperiode sich nur verkümmert zeigte; er hat dem Anschein nach schon wieder einem Rückzug Platz gemacht. Die Bewegungen der verschiedenen Gletscher sind übrigens nur ungefähr gleichzeitig.

Die komplizierte Bewegung der Gletscher führt sich darauf zurück, dass das Eis nicht absolut starr ist, sondern zu den schwerflüssigen und zwar zu den dickflüssigen Körpern gehört (Heim); es setzt zwar der

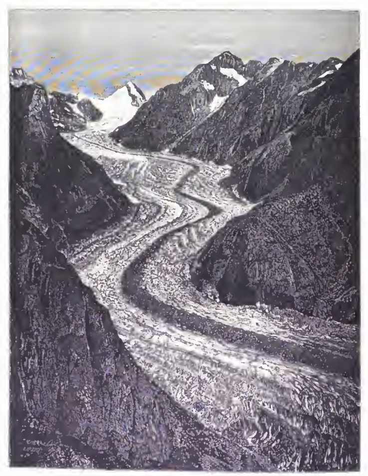


Fig. 124.
Der Viescher-Gletscher im Gebiet der obern Rhone.
(Nach einer Photographie.)

Verschiebung der einzelnen Teile gegen einander einen großen Widerstand entgegen, der aber doch von der Schwerkraft überwunden werden kann. Dickflüssig ist das Eis, weil es sich unter Druck wie ein plastischer

Körper verhält, aber bei Zug zerreißt. Eis bei hoher Kälte ist hart und spröde wie Stahl, bei Temperaturen unfern des Gefrierpunktes aber ist es geradezu biegsam; eine Eissäule, die an ihren beiden Enden unterstützt ist, biegt sich bei 0° durch ihr eigenes Gewicht durch, ohne dass ein Zerbrechen eintritt — das ist die sogenannte Plasticität des Eises ohne Bruch. Noch wichtiger aber ist die überaus hohe Plasticität mit Bruch. Man kann einen kompakten Eisblock durch Anwendung eines größern Druckes in alle möglichen Formen hineinpressen; das Eis zerbricht dabei, die Bruchstücke verschieben sich, bis sie die neue Form erfüllen und frieren dann durch Regelation*) wieder zusammen. Solches einmal in Körner zerbrochene Eis lässt sich nun durch weit geringern Druck in alle möglichen Formen bringen; die Körner funktionieren dabei als Einheiten, die sich gegeneinander verschieben. Schon die in die Gletscheroberfläche fallende Komponente der Schwerkraft genügt um solche Verschiebungen hervorzurufen. So ist es denn die Kornstruktur des Gletschereises, die ihm das Fließen ermöglicht. Die Triebfeder der gesamten Bewegungen aber müssen wir in der Schwerkraft sehen, sowohl für das Gleiten, als auch für das Fließen; darüber kann ein Zweifel heute nicht mehr bestehen.

Da die verschiedenen Teile eines Gletschers sich mit verschiedener Geschwindigkeit bewegen, treten Druck- und Zugkräfte im Gletscherkörper auf, die sich von Punkt zu Punkt stetig ändern.

Besonders die Zugkräfte machen sich auch äußerlich geltend, da senkrecht zu ihnen Spalten im Eis aufklaffen. Das keinem Gletscher fehlende System der Randspalten, die vom Ufer aus unter etwa 45° aufwärts in den Gletscherkörper hineinspringen, entsteht dadurch, dass sich die Gletschermitte rascher bewegt als die Seiten (vgl. die Spalten am Gletscher Fig. 124 im Vordergrund). Querspalten treten dort auf, wo ein Gletscher über eine Stufe herabgeht (Fig. 125); seine Oberfläche erfährt dabei eine Zerrung, und er wird in zahllose Eisblöcke (Séracs) zerspalten; am Fuß der Stufe schließen sich die Spalten wieder. Längsspalten stellen sich ein, wenn der Gletscher aus einer Thalenge in eine Thalweitung tritt und dabei auseinander fällt. Am Gletscherende, das nicht selten eine charakteristische Löffel- oder Muschelform hat, treten als Folge eines allgemeinen Auseinanderfallens des Eises Radialspalten auf, die nach aufwärts rechts und links in die Randspalten übergehen.

Fig. 125.



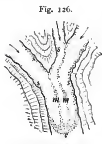
Längsprofil durch einen Gletscher zur Erläuterung der Entstehung der Querspalten.

Moränen. Jeder Gletscher transportiert größere oder kleinere Massen von Gestein, teils auf seiner Oberfläche, teils an seiner Sohle. Alles von ihm transportierte Material heißt Moräne und zwar je nachdem Oberflächenmoräne oder Grundmoräne.

*) So heißt die Eigenschaft des Eises, jederzeit bei Berührung zusammenzufrieren.

Unter den Oberflächenmoränen unterscheidet man Seitenmoränen und Mittelmoränen. Überall, wo Felsgehänge über die Gletscheroberfläche emporragen, liefert sie Verwitterungsschutt, der sich jedoch nicht an ihrem Fuss ansammelt, sondern vom Gletscher weiter verfrachtet wird. Liegt die Stelle des Gletschers, wo der Schutt auf ihn gelangt, unterhalb der Schneegrenze, so bleibt der Schutt auf der Gletscheroberfläche als Seitenmoräne liegen und wird nur im Winter vorübergehend verschneit. Anders im Firngebiet. Hier wird der Schutt vom später fallenden Schnee für lange Zeit eingebettet; erst wenn er auf seinem Wege abwärts unterhalb der Schneegrenze angelangt ist, beginnt er allmählich herauszuschmelzen und erscheint nun ebenfalls als Seitenmoräne auf dem Rande des Gletschers. So werden Seitenmoränen oft erst weit unterhalb ihrer Ursprungsstelle sichtbar. Vereinigen sich zwei Gletscherarme, so verschmelzen ihre Seitenmoränen zu einer Mittelmoräne, die sich ebenso wie die Seitenmoränen oft als Wall über die Gletscheroberfläche erhebt, weil der Schutt das Eis vor Abschmelzung schützt. Der Schutt, der die Oberflächenmoränen zusammensetzt, ist, soweit er unversehrter Gehängeschutt ist, eckig und lässt jede Abnutzung vermissen. Nur zuweilen trifft man darunter auch abgenutztes Material.

Fig. 126.



Gletschermoränen.
s Seitenmoränen, *m* Mittelmoränen, *e* Endmoräne.

Die Grundmoräne findet sich überall dort, wo der Gletscher mit seinem Bett in Berührung steht, also an der Sohle und an den Seitenwandungen des Betts. Hier ist die äußerste Eisschicht förmlich mit Blöcken und Geschieben aller Größe gespickt und stark mit Schlamm verunreinigt. Die Blöcke und Geschiebe zeigen zum großen Teil deutliche Spuren der Abnutzung; sie haben ihre scharfen Kanten und Ecken verloren und weisen oft Kritzen auf — das sind die gekritzten Geschiebe, die so charakteristisch für Moränen sind. Abnutzung und Kritzen entstehen dadurch, dass die Blöcke sich unter dem Druck der darüberlastenden Eismassen bei dem Abwärtsrücken im Eis gegeneinander oder gegen den Untergrund verschieben und dabei scheuern. Da die Geschiebe häufig ihre Stellung ändern, lassen die Kritzen (Schrammen) eine genaue Orientierung meist vermissen; dagegen verlaufen die Kritzen im Gletscherboden — diejenigen der Gletscherschliffe — an derselben Stelle einander ungefähr parallel. Bei diesem Scheuern bildet sich Schlamm; doch ist wohl nur ein Teil des Grundmoränenschlamms dieser Entstehung. Ein anderer führt sich auf das abwechselnde Auftauen und Gefrieren des Eises zurück, wobei vom Gestein kleine Partikel losgesprengt werden.*)

*) Vgl. oben S. 188. Die Bedingungen für ein abwechselndes Gefrieren und Schmelzen liegen an der Sohle eines Gletschers insofern günstig, als hier durch die fortwährenden Druckänderungen auch der Schmelzpunkt des Eises Veränderungen erleidet.

Eine Frage von größter Bedeutung für die Auffassung der Gletscherthätigkeit ist die nach der Herkunft des Grundmoränenmaterials. Bei Gletschern, die Oberflächenmoränen besitzen, wie die meisten Gletscher von alpinem Typus, könnte man die Grundmoräne aus der Oberflächenmoräne herleiten, von der Teile in den zahlreichen Klüften bis zum Boden des Gletschers gelangen. Aber für alle Plateaugletscher, dann auch für die Inlandeismassen geht das nicht, da hier wohl Grundmoränen, aber fast nie Oberflächenmoränen vorhanden sind, weil Gehänge, die das Eis überragten, fehlen. Hier kann also nur von einer direkten Entnahme des Grundmoränenmaterials aus dem Gletscherboden die Rede sein.

So scharf in der Theorie die Trennung zwischen Oberflächen- und Grundmoräne ist, so verwischt sie sich in der Natur nicht selten. Dass Teile der Oberflächenmoränen der Grundmoräne einverleibt werden können, erwähnten wir soeben. Dazwischen — und zwar gar nicht so selten — erscheinen aber auch Massen von Grundmoräne auf der Oberfläche. Es geschieht das vor allem, wenn zwei Gletscher sich vereinigen und dabei nicht neben einander, sondern wenigstens z. T. über einander zu liegen kommen. Der hangende Gletscher schmilzt in diesem Fall zuerst fort und seine Grundmoräne bedeckt die Oberfläche des liegenden. Besonders in der Nähe des Gletscherendes, das sehr oft ganz schwarz von den herausgeschmolzenen Moränenmassen ist, zeigen sich nicht selten gekritzte Geschiebe auf dem Eis.

Bodengestaltende Wirkungen der Gletscher. Die Einwirkung der Gletscher auf den Boden ist eine doppelte: einerseits tragen sie die Landoberfläche ab, üben also eine Erosion aus; anderseits häufen sie das fortgeschaffte Material an anderen Stellen wieder an — sie akkumulieren. Da der Gletscher mit breiter Sohle auf dem Boden aufliegt, so ist seine Erosion nicht auf eine Linie beschränkt wie beim Fluss, sondern er arbeitet an der Fläche. Seine Arbeit besteht zu einem Teil im Wegräumen von praeexistierendem Schutt, dann aber sehr wesentlich auch in einem direkten Angreifen des festen Gesteins (Gletscherkorrasion). Letzteres geschieht in zwei Formen: der Gletscher schleift den Fels vermöge seiner Grundmoräne, die er über ihn hinweg schleppt (schleifende Gletschererosion nach Baltzer); es entsteht so der Gletscherschliff, der auf Kalk oft prachtvolle Politur und auch tiefe Kritzen zeigt; dann aber ist der Gletscher auch im Stande an geeigneten Stellen ganze Blöcke auszubrechen (splitternde Gletschererosion); besonders hat er die Neigung alle scharfen Ecken und Kanten zu runden. In dieser Weise zugerundete Felsköpfe heißen Rundhöcker (roches moutonnées); sie finden sich oft in von Gletschern verlassenen Gebieten. So zeigt Finnland auf weite Erstreckungen eine prachtvolle Rundhöckerlandschaft.

Wird heute auch die Thatsache der Gletschererosion wohl von allen Seiten zugegeben, so gehen doch die Meinungen über deren Betrag weit auseinander, weil Beobachtungen dieser Art an heutigen Gletschern nur

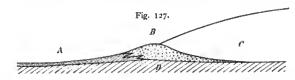
schwer zu machen sind. Quantitative Resultate gewähren Beobachtungen über den Schlammgehalt von Gletscherbächen. Darnach ist die Abtragung durch Gletscher stärker als unter gleicher Breite durch Flüsse und zwar umso stärker, je größer die Gletscher sind. Nach Øyen trägt der Vatnajökull in Island sein Gebiet jährlich um 0.6 Millimeter ab und der Justedalsbräe in Norwegen um 0.08.

Ein beredtes Zeugnis für die große Transportkraft der Gletscher legen die Schuttanhäufungen ab, die die Gletscher an ihrem Ende in Form von Ufermoränen und Stirnmoränen (Endmoränen) bilden. Alles Moränenmaterial, das bis zum äußersten Gletscherende geschoben ward, wird hier fallen gelassen und zu einem Wall, zur Stirnmoräne aufgebaut, deren Verlauf sich genau den Umrissen der Gletscherzunge anschmiegt. Die Ufermoränen sind nichts anders als Endmoränen, die nicht an der Stirn, sondern am Gehänge des Gletscherbettes abgelagert worden sind. Besonders dort, wo zwischen das Gehänge und den Gletscher sich eine tiefe Kluft einschaltet, wie sie oft vom Schmelzwasser ausgenagt wird, ist die Bildung einer Ufermoräne die Regel. Aus der Seitenmoräne stürzen Blöcke in die Kluft und vom Gehänge gesellt sich Schutt dazu; so wird die Kluft ausgefüllt. Schwindet später der Gletscher, dann bleibt die Ufermoräne als ein langer Wall am Gehänge zurück. Die Bildung eines Walls braucht Zeit; daher lehrt besonders jede Stirnmoräne, dass der Gletscher hier eine gewisse Zeit stationär war. Vorrückende Gletscher schaffen keine Endmoränen, sondern ebnen vielmehr ältere, die sie überschreiten, ein; auch zurückgehende Gletscher bauen Endmoränen nur während Pausen in ihrem Rückzug auf.

In den Ufer- und Stirnmoränen aller Gletscher, der grossen wie der kleinen, treffen wir sowohl eckigen Schutt aus der Oberflächenmoräne als auch gerundetes Material aus der Grundmoräne. Mehrfach treten darin geschichtete Partien auf, eine Folge der Wirkung des Schmelzwassers. Sehr viel Moränenmaterial, besonders Schlamm und Sand, aber auch Kies, wird von den Schmelzwassern, die sich im Gletscherbach sammeln, weiter fortgeführt und bei geeigneten Bodenverhältnissen abgelagert. Es bildet sich der Sandr, wie diese von zahllos zerteilten Gletscherbächen durchflossenen Sand- und Kiesflächen in Island genannt werden. Solche Sandr treffen wir bei allen Gletschern, die in einem Thal mit kleinem Gefälle endigen; sie sind häufiger als Stirnmoränen, weil ihre Entstehung jederzeit, nicht nur bei Stillstand des Gletschers erfolgt. Die Art und Weise der Bildung bringt es mit sich, dass oft Sandr und Endmoränen ineinander übergehen. Aber auch schon unter dem Gletscher in den von den Schmelzwassern durchflossenen Tunnel können Kiesablagerungen entstehen; wenigstens scheint das beim diluvialen Inlandeis mehrfach vorgekommen zu sein. Nach dem Schmelzen des Eises blieben diese Schotter als Höhenrücken (sogen. Åsar) zurück, die in ihrer Anordnung noch das alte subglaciale Stromsystem verraten.

Überblicken wir die Vorgänge, die sich unter einem Gletscher und in seiner Nachbarschaft abspielen, so fällt auf, wie im Bereich des Eises Ausräumung und Erosion vorherrschen, an seinem Rand aber Anhäufung. So entsteht oft ein Gebilde, das Penck Centraldepression genannt hat, eine Vertiefung, in der der Gletscher liegt, umgeben thalauswärts von einer Bodenanschwellung, die z. T. aus festem Fels, z. T. aus Sandrmaterial und zum Teil aus Endmoräne besteht. Besonders in flachen Thälern oder

Fig. 127.



Typischer Schnitt durch ein Gletscherende und die sich hier bildenden Ablagerungen (n. Penck). *A* Sandr; *B* Endmoräne, nach links in den Sandr übergehend; *C* Gletscher; *D* Grundgestein.

in Ebenen fallen solche Centraldepressionen nach dem Schwinden der Gletscher ins Auge; die einst von den diluvialen Eismassen eingenommenen Gebiete zeigen uns zahlreiche Beispiele. Immer finden wir beim Gletscher die Tendenz, sei es durch Erosion, sei es durch Akkumulation, meist durch beides, die gleichsinnige Neigung des Bodens zu vernichten. In dieser Beziehung unterscheidet sich sein Wirken scharf vom Wirken des fließenden Wassers.

Windwirkung.

Flächenhaft wie die Abspülung wirkt auf der Erdoberfläche der Wind; ja er ist in seiner Arbeit noch unbeschränkter, da er nicht an ein Gefälle des Bodens gebunden ist. Bestimmte Bahnen wie dem fließenden Wasser sind ihm nicht vorgeschrieben. Er ist allgegenwärtig und jederzeit bereit seine Wirksamkeit zu entfalten, wo immer nur sich Gelegenheit bietet, etwas fortzublasen.

Wie die Abspülung, so wird auch die Windwirkung durch reiche Vegetation gehemmt. Über Wälder und Meere streicht der Wind dahin, ohne irgend welche Gesteinspartikel aufheben zu können. Der vegetationslose oder vegetationsarme Boden bietet ihm dagegen ein geeignetes Feld für seine Thätigkeit. Die Wüsten, die Steppen und Ackerländer, die Überschwemmungsgebiete der Flüsse, der Strand des Meeres, endlich auch die Gipfelregionen der Gebirge sind Stätten seines Wirkens. Hier bläst er das Verwitterungsmaterial fort. Je größer seine Geschwindigkeit ist, desto größere Fragmente vermag er fortzuschaffen. Leichte Winde können nur Staub, stärkere auch Sand und Stürme sogar kleine Steine aufheben und forttragen, und auf stark geneigtem Boden kann grober Schutt durch Wind wenigstens ins Rollen und Stürzen gebracht werden.

In Gebieten starker Windwirkung kann sich Staub nicht ansammeln; er wird fortgeblasen, so in den Hochgebirgen, an der Küste und in den

Wüsten. Wenn trotzdem die Wüstenluft zuweilen ganz erfüllt ist mit Staub, so ist das eine Folge davon, dass der Staub immer wieder neu durch Zertrümmerung des Gesteins erzeugt wird. Durch das Fortwehen der Verwitterungsprodukte trägt der Wind sehr wesentlich zur Freilegung der Verwitterungsformen bei und hilft dadurch der Verwitterung immer neue Angriffsflächen schaffen. Das zeigt sich besonders in der Wüste, wie das J. Walther anschaulich beschreibt. Dabei macht sich ein Unterschied gegenüber der Abspülung geltend: Der Wind vermag auch aus Löchern die Verwitterungsprodukte zu entfernen. So bilden sich ganz eigentümliche Formen, tiefe Löcher und Nischen im Gestein, die sich nach innen zu erweitern und nicht selten vereinigen, so dass Galerien entstehen. In Lössländern werden durch Fortführung des Staubes von den Wegen diese zu tiefen Hohlwegen und Schluchten umgewandelt.

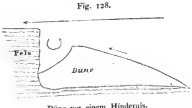
Staub hält sich in Folge der Kleinheit der einzelnen Partikel und der damit verbundenen großen Reibung, die sich ihrem Fall widersetzt, sehr lange schwebend in der Luft; zu seiner Fortschaffung bedarf es daher fast nur einer horizontalen Komponente des Windes. Anders ist es mit Sand. Die Körner sind größer und schwerer, vermögen also leicht den Widerstand der Luft beim Fall zu überwinden. Schwebend erhält sich der Sand daher nur so lange, als eine aufsteigende Komponente des Windes vorhanden ist. Daher erhebt er sich bei gewöhnlichen Winden nicht viel über den Erdboden: unmittelbar am Erdboden ist das Sandtreiben am intensivsten.

Hand in Hand mit dem Transport des Staubes, hauptsächlich aber des Sandes, geht eine mehr oder weniger intensive Korrasion. Die einzelnen Sandkörner reiben sich beim Sandtreiben an einander und runden einander auf diese Weise ab. Besonders alle nichtquarzigen Körner werden dadurch sehr bald vollkommen zu Staub zerrieben, so dass nur reiner Quarzsand zurückbleibt. Gleichzeitig aber nutzt der bewegte Sand den Erdboden, die Felswände, kurz alles, womit er in Berührung kommt, ab; wie Projektile werden im Sandtreiben die Sandkörner dagegen geschleudert. In Gegenden mit starkem Sandtreiben oder auch nur mit starkem Staubtreiben, in der Wüste, am Meeresufer, auch in der Steppe, erblinden die Fenster der Häuser in kurzer Zeit. Es ist ein regelrechtes Sandgebläse, das auf sie einwirkt. Harter Fels wird angegriffen, wenn auch weniger als weicher, und geschliffen. Massige Gesteine erhalten eine unebene Oberfläche, indem die weicheren Mineralien stärker abgenutzt werden als die härteren, vor allem als der Quarz; die Quarzkörner werden gleichsam herauspräpariert und erscheinen als kleine Höcker, bis sie herausfallen. In die Oberfläche von Kalkstein gräbt der treibende Sand ein Netzwerk von Furchen ein; die zahllosen Kiesel, die den Boden der Wüsten oft auf weite Strecken bedecken, werden geschliffen; Facetten entstehen unter Umständen, und wo zwei Facetten sich schneiden, bildet sich eine Kante. Die in der letzten Zeit

oft genannten Dreikanter sind dieser Entstehung. Charakteristisch ist für die große Mehrzahl der im Sandtreiben geschliffenen Gesteinsflächen, mögen sie an festem Fels oder an Bruchstücken auftreten, das Aussehen, als seien sie gefirnisst. Hier und da zeigen sich auch Kratzer. Das Sandgebläse schafft auch im großen unter Umständen besondere Oberflächenformen, indem es ganze widerstandsfähige Gesteinsblöcke aus dem weniger widerstandsfähigen Material herauspräpariert. Da das Sandtreiben unmittelbar am Boden am intensivsten ist, wird der Fuss isolierter Gesteinssäulen stärker abgenutzt als die obern Teile. Eine solche Verschmälerung lässt sich schön bei den Säulen der Ruinen von Palmyra, aber oft auch bei natürlichen Felssäulen beobachten. Das Ergebnis des Fortblasens der durch Verwitterung und durch Sandgebläse losgerissenen Teilchen ist eine regelrechte Abtragung des Landes. Stehen, bezw. liegen bleibt alles, was der Verwitterung und der Korrasion widersteht und daher nicht zum Transport vorbereitet wird. Alles andere wird entfernt und zwar der Quarz vorwiegend als Sand, alle übrigen mineralischen Stoffe vorwiegend als Staub. So finden wir in der Wüste als einzigen Überrest einer vielleicht sehr mächtigen im Laufe der Zeit fortgewehten Ablagerung eine Unzahl von Kieseln, darunter verkieselte Versteinerungen, die dicht neben einander gepackt den Boden bedecken. Das ist die Kieswüste, Hamada genannt, wenn die Steine scharfkantige Bruchstücke, Serir, wenn sie durch Sandgebläse gerundete Kiesel sind.

Der Sand fällt zu Boden, wo die Kraft des Windes nachlässt. Das geschieht oft sehr bald, da der Wind in der Regel stoßweise weht. Aber schon im nächsten Augenblick hebt ein neuer Windstoß den Sand wieder in die Höhe, um ihn etwas weiter wieder fallen zu lassen. So bewegt sich der Sand gleichsam sprungweise in Wolken.*) Wo ein ständiges Hindernis die Kraft des Windes mindert, da bleibt der einmal gefallene Sand liegen und häuft sich immer mehr und mehr an — es entsteht eine Düne. Ein solches Hindernis kann ein Strauch, aber auch ein Abhang, z. B. ein gegen das Land hin ansteigender Strand oder eine Felswand darbieten. Das Hindernis kann in zweierlei Weise wirken: erstens wirft es einen Windschatten nach der vom Winde weggewandten Seite und schützt dadurch den etwa hier niederfallenden Sand davor, wieder fort geweht zu werden. Zweitens aber kann es die Windbewegung an der Vorderseite hemmen, den Wind stauen und dadurch ein Fallenlassen des Sandes veranlassen. Je nach der Natur des Hindernisses tritt bald der eine, bald der andere Fall ein. Ein kleines Gebüsch kann z. B. einen nennenswerten Stau nicht

Fig. 128.

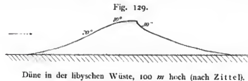


Düne vor einem Hindernis.
Der große Pfeil giebt die Windrichtung an.

*) Nur unmittelbar am Boden herrscht oft ein kontinuierliches Sandtreiben.

ausüben, daher häuft sich der Sand hinter demselben an. Eine Mauer oder eine Felswand dagegen übt einen solchen Stau aus und ein Sandhaufen bildet sich davor. Zwischen dem Hindernis und dem Sandhaufen besteht in diesem Falle ein freier Raum infolge eines Luftwirbels (Fig. 128). Dieser freie Raum beginnt sich erst auszufüllen, sobald der Sandhaufe höher geworden ist als das Hindernis. Das Hindernis selbst wird dann schließlich verschüttet und der Sandhaufen übernimmt nun seine Rolle. Wo die Düne nicht über die Höhe des Hindernisses hinauswachsen kann, bleibt jener Raum dagegen bestehen, so bei den Dünen, wie sie sich in der Wüste oft vor einer Felswand bilden. Ist der freie Raum einmal geschwunden, so verhält sich die Düne im weitern genau so wie der hinter einem Strauch abgelagerte Sandhaufen, d. h. es lagert sich neuer Sand vorwiegend im Windschatten ab, nachdem er in einem Sandtreiben die Luvseite der Düne erstiegen hat. Es entsteht endlich ein Sandhaufen von mehr oder minder reiner Wallform, dessen dem Wind zugekehrtes Gehänge flach und dabei fest und dessen vom Winde abgewandtes Gehänge steil und dabei locker ist. Beide Gehänge schneiden sich in einer scharfen Firstlinie. Dabei ist das gegen den Wind gelegene Gehänge konvex, das im Windschatten gelegene konkav (vgl. Fig. 129).

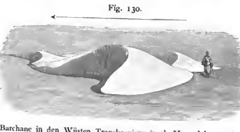
Fig. 129.



Düne in der libyschen Wüste, 100 *m* hoch (nach Zittel). Der Pfeil giebt die Windrichtung an.

Dünen kommen als Küstendünen und als Kontinentaldünen vor. Die einfache Grundform der Kontinentaldünen sind die Bogendünen oder Barchane. Es sind das Sandhaufen von halbmondförmigem Grundriss (Fig. 130), die ihre konvexe Seite dem herrschenden Winde zuwenden, in dessen Richtung sie meist etwas gestreckt sind. Ihre Höhe erreicht 30 *m* und geht sogar darüber. Ihre Form ändert sich mit der Windrichtung. Die Bogendünen, besonders die kleinern, wandern nicht selten. Das geschieht dadurch, dass Sand von ihrer konvexen Seite, der Luvseite, fortgeweht, und an der konkaven Seite, der Leeseite, fallen gelassen wird; dadurch verschiebt sich die ganze Düne in der Richtung des Windes. Die Stellung der Bogendünen zu einander ist sehr verschieden. Zuweilen stehen sie

Fig. 130.


Barchane in den Wüsten Transkaspiens (nach Muschketow). Der Pfeil markiert die herrschende Windrichtung.

nebeneinander, so dass sie sich mit den Spitzen berühren und direkt verschmelzen. Besonders oft aber ordnen sie sich hinter einander an; sie sitzen gleichsam eine vor der andern und bilden dann in ihrer Gesamtheit einen in der Windrichtung gestreckten Wall mit auf- und abwogender Kammlinie. Jede einzelne Kuppe hat etwa die Form eines Barchans. Dieser Art sind zum großen Teil die Dünenzüge der Kontinentalgebiete, die unter Umständen 150—200 *m* Höhe erreichen.

Die Küstendünen sind im Gegensatz zu den Kontinentaldünen immer wallförmig; sie ziehen parallel zur Richtung des Strandes, also des Hindernisses, dem sie ihre Entstehung verdanken, und unabhängig von der Richtung des Windes. Immerhin fehlen sie, wo Landwinde vorherrschen. Unter Umständen erreichen sie mehr als 100 *m* Höhe. Ihr Querprofil und ihr Wandern ist ganz wie bei den Kontinentaldünen.

Von großem Einfluss auf die Beweglichkeit aller Dünen ist die Vegetation. Nur vegetationslose Dünen wandern, aber auch nur z. T. Große Dünenzüge, wie sie sich in der Sahara finden, behalten ihre Lage einigermaßen bei. Sobald eine Düne sich mit Grasnarbe oder gar mit Wald bekleidet, verliert sie die Fähigkeit, sich zu verlegen, vollständig.

Die Dünen sind geschichtet; doch ist die Schichtung des Wanderns der Düne wegen äußerst unregelmäßig; sie erinnert an die diskordante Parallelstruktur, wie wir sie von den Flussablagerungen schilderten.

Dünen treten, wie erwähnt, besonders in Wüsten auf und ebenso an den Küsten. Dort streichen die Dünenkämme entsprechend der Windrichtung, hier parallel zum Hindernis. Letzteres gilt auch von Dünen der Kontinentalgebiete, die den Fuß von Felswänden begleiten. Man könnte vielleicht jene als freie Dünen, diese als gezwungene Dünen bezeichnen.

Viel länger als der Sand erhält sich der Staub schwebend in der Luft und zwar umso länger, je feiner er ist. Schließlich aber kommt auch er zu Ruhe. Wo er ins Meer oder in Flüsse und Seeen fällt, da schlägt er sich zusammen mit den dort entstehenden Sedimenten zu Boden. Seine Hauptablagerungsstätte bilden jedoch die Vegetationsgebiete. Besonders die Steppen, die in Form eines Gürtels die Wüsten umgeben, sind Gebiete intensiver Staubablagerung. Wie gepudert sind hier zu Zeiten die Pflanzen. Eine wichtige Rolle bei der Ausfällung des Staubes aus der Luft spielt der Regen: die fallenden Regentropfen waschen die Luft gleichsam, indem sie den Staub zu Boden reißen; zugleich spült der Regen ihn von den Grashalmen und Blättern abwärts auf den Boden; hier wird er von den Wurzeln festgehalten. Indem sich der Boden durch Zufuhr von Staub erhöht, rückt die Pflanzendecke in ein immer höheres Niveau. Die Kanäle aber, die die Wurzeln einst einnahmen, bleiben als Hohlräume in der etwas erhärteten Staubablagerung zurück und lassen noch deutlich die Verästlungen der einstigen Wurzeln erkennen; sie sind vorwiegend vertikal gestellt. So entsteht, wie v. Richthofen zeigte,

der Löss.*) Da der Staub vorwiegend Thonstaub ist, vermengt mit verschiedenen Salzen und auch mit Kalkstaub, so ist der vom Wasser nicht ausgelaugte Löss salz- und kalkhaltig. In der Richtung äolischer Erosion, also in der Richtung zu den Wüsten, geht der Löss oft in Flugsand über.

Die Geschwindigkeit, mit der die Staubablagerungen wachsen, ist oft recht beträchtlich. In Centralasien und in Nordchina werden solche Schichten von Staub abgelagert, dass dadurch die Felder direkt gedüngt werden. In Mesopotamien sind die Ruinen der großen Städte des Altertums ganz unter äolischem Schutt begraben. Besonders wichtig ist die morphologische Bedeutung der Ablagerungen von Staub in den centralen Teilen Asiens: er füllt hier allmählich die Vertiefungen zwischen den Gebirgen aus.

Wirkungen der stehenden Gewässer auf der Erdoberfläche.

Nicht nur zu gewaltigen Meeren vereinigt, sondern mehrfach auch in Form größerer und kleinerer Seeen tritt das stehende Wasser auf der Erde auf. Überall übt es einen bedeutsamen Einfluß auf die Gestaltung der Erdoberfläche aus; er steigert sich mit der Größe des Gewässers und ist beim Meer weit gewaltiger, als an kleinen Seeen des Landes. Am leichtesten der Beobachtung zugänglich ist die Wirkung der Brandung; ihre Arbeit ist auf die Küste beschränkt. Zum Teil an der Küste, zum Teil im offenen Meer vollzieht sich die Sedimentation.

Wirkungen der Brandung. Im offenen Meer laufen die Wellen eines ausgebildeten Seegangs alle parallel zu einander in der Richtung des Windes; sie sind dabei symmetrisch gestaltet. Die einzelnen Wasserteilchen beschreiben vertikale kreisförmige Bahnen um ihre Ruhelage; die Bewegungsform schreitet fort, nicht die bewegten Wasserteilchen. An der Küste wird diese gleichmäßige Bewegung gehemmt und es kommt zur Brandung. Diese ist verschieden je nach dem Querprofil des Gestades. Ein senkrecht zu merklicher Tiefe abfallendes Gestade beeinflußt die Wellenbewegung in erheblicher Weise erst, wenn die Welle die Wand erreicht. Das Wasser spritzt hoch empor, unter Umständen 50 Meter und höher — das ist die Klippenbrandung; sie übt, wenn ein Wellenberg die Wand trifft, einen gewaltigen Druck auf diese aus. Anders vollzieht sich die Brandung, wo sich der Boden allmählich seewärts senkt. Der Untergrund wirkt in diesem Fall verzögernd auf die Bewegung des Wassers in den Wellen ein. Zunächst wird das Fortschreiten der Wellen langsamer: dadurch rücken die Wellenberge näher zusammen. Liefen draußen im Meer die Wellen schräg auf die Küste zu, so werden sie durch die Verzögerung schließlich dieser nahezu parallel

*) Auch die Schwarzerde der russischen Steppen dürfte dieser Entstehung sein; sie geht nach unten fast immer ohne Grenze in echten Löss über und darf als die noch fortwachsende durch Humus schwarz gefärbte oberste Schicht des Lösses betrachtet werden.

gestellt (Fig. 131). Zugleich ändert sich die Form des Querprofils: Die Vorderseite des Wellenberges verkümmert, sie wird steil, die Welle richtet sich auf und stürzt schließlich vorn über — sie bricht sich. Das Wasser schießt den Strand entlang horizontal vorwärts, um gleich darauf zurückzufließen. Das ist die Strandbrandung (Fig. 132). Auch hierbei wird ein Stoß auf das Gestade ausgeübt.

Fig. 131.

Einstellung der Wellenkämme bei Annäherung an die Küste (nach Krümmel).

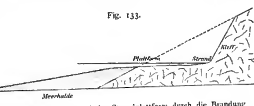
Fig. 132.

Strandbrandung und Strandwall (bei *a*) (nach Krümmel).

Die Stoßkraft der Brandung wächst mit der Wellenhöhe; sie ist daher am Meer, wo die Wellen weit höher sind, größer als an Seeen, und an Küsten, die weit ins offene Meer vorragen, größer als in Buchten. Bei Cette wurde ein Felsblock von 70 *cbm* (150 *t* Gewicht) durch die Brandung verschleppt, in Nordschottland sogar ein Block von 800 *t*. An der Westküste Großbritanniens übt die Brandung unter Umständen auf einen Quadratmeter Fläche einen Druck bis zu 30.000 *kgr* aus.

Schlägt die Brandung an eine aus der Tiefe des Meeres aufsteigende Steilküste, so preßt sich das Wasser in der Uferlinie in die Fugen des Gesteins ein; das wiederholt sich bei jeder Welle. Dadurch wird das Gestein entlang der Küste angegriffen, gelockert, schließlich untergraben. Unterstützt wird die Wirkung des brandenden Wassers durch die dabei losgelösten Gesteinsmassen, die wie Projektile von den Wellen gegen die Felswand geschleudert werden. Es entsteht schließlich in der Wasserlinie eine Hohlkehle. Ist das Gestein sehr fest, so kann die Brandung Höhlen schaffen; meist aber stürzen die untergrabenen Felsmassen ab. Das Resultat ist die Herausbildung eines Steilabfalles, des Kliffes, und eines davor liegenden flachabgeböschten Strandes (Fig. 133). So übt die Brandung entlang einer horizontalen Linie eine energische Korrasion auf die Felsküste aus; sie sägt das in ihrem Bereich oberhalb des Meeresspiegels befindliche Land ab. Auf diese Korrasion hat F. v. Richthofen den Ausdruck Abrasion beschränkt. Der größte Teil der durch die

Fig. 133.



Bildung des Kliffs und der Strandplattform durch die Brandung (nach Penck).

Die punktierte Linie giebt den ursprünglichen Abfall des Landes an, in den Strand und Kliff durch die Brandung eingenagt wurden.

Brandung abgelösten Gesteinsmassen wird im Meer in Form einer Halde (Meerhalde, Seehalde) mit Übergußschichtung unterhalb der Strandterrasse abgesetzt. Die in den Fels eingenagte Strandterrasse (Plattform) selbst erleidet durch die Geschiebemassen, die von der Brandung darauf hin und her bewegt werden, eine Korrasion und erniedrigt sich, je mehr die Brandung das Kliff zurückdrängt. Diese Korrasion hat erst in einer Tiefe von 70—100 *m* ein Ende, da große Wellen selbst noch in dieser Tiefe Sand zu bewegen vermögen.

Für die Arbeit der Brandung und damit für die Ausgestaltung der Küste ist der Charakter und die Lagerung des Gesteins nicht unwichtig. In harten Gesteinen arbeitet die Brandung langsam und langsam nur weicht das Kliff zurück, in weichen rasch. Harte Schichten bilden daher oft Kaps, während weiche Buchten zusammensetzen. So treten an der Ostküste von Arran harte Basaltgänge in zahllosen Kaps weit ins Meer hinaus, während in den weichen Gesteinen zwischen ihnen breite Buchten liegen. Horizontal gelagerte oder landwärts einfallende Schichten werden stärker von der Brandung angegriffen als seewärts fallende, quer zum Streichen gerichtete Küsten stärker als parallel gerichtete. Ist die Felsküste sehr hoch, so dass beim Einsägen der Brandung große Felsmassen abstürzen, so schützen diese eine Zeit lang das Kliff. Daher besteht die Neigung, dass Berge Kaps bilden, in den zwischenliegenden niedrigen Landstrichen aber Buchten eingefressen werden. Nicht selten löst die Brandung von einem Kap durch Unterhöhlung von zwei Seiten her einen Pfeiler ab, der eine Zeit lang noch durch eine Brücke mit dem Land zusammenhängt, bald aber nur noch als isolierte Säule emporragt (Fig. 134). Ein treffliches Beispiel bilden die Nadeln, ein Zug von im ganzen 5 hochragenden Kalkpfeilern am Westkap der Insel Wight. Schließlich werden auch solche Pfeiler von der Brandung abgenagt und nur noch niedrige Klippen bleiben zurück, über denen die Wellen schäumend brechen und die endlich bis zur Höhe der Plattform rechts und links abgetragen werden können.

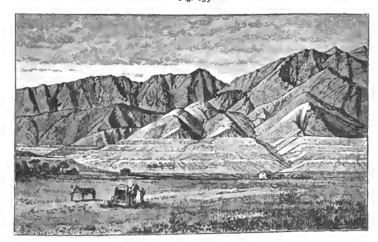
Fig. 134.



Steilküste mit Strand und abgetrennten Pfeilern bei Kap Lizard.
(Aus »Our Own Country, III.«)

An den heutigen Küsten ist ein Teil der Strandplattform und die Meerhalde unter dem Meeresspiegel verborgen. Nur aus Lotungen kann man den Abfall, bezw. die Kante erkennen; sie liegt vielfach in einer Tiefe von etwa 200 Meter. In weit geringerer Tiefe treffen wir sie an Seeen, so in den Alpenseeen in nur 4—5 *m* Tiefe. Direkter Beobachtung zugänglich sind die Bildungen der Brandung dort, wo durch eine Hebung die ganze Strandplattform nebst der Halde über Wasser geraten ist, wie in Skandinavien; hier sind oft mehrere Strandlinien über einander zu erkennen. Alte Uferterrassen lassen sich auch an Seeen beobachten, deren Wasserspiegel tiefer gelegt worden ist. Fig. 135 stellt mehrere über ein-


Fig. 135.



Durch Brandung im alten Bonneville-See entstandene Strandterrassen (nach Gilbert).
Jede Terrasse entspricht einem bestimmten Höhenstand des Sees.

ander gelegene alte Strandterrassen des diluvialen Bonneville-Sees im großen Becken der Vereinigten Staaten dar. Trefflich markiert sich der Gegensatz zwischen den Formen, wie sie die Erosion des Meeres schafft, und den durch Flußerosion und Abspülung entstandenen Thälern.

Die Geschwindigkeit, mit der die Brandung arbeitet, ist sehr verschieden. Bei Cromer weicht nach Reid die aus Tertiär- und Diluvialschichten zusammengesetzte Küste von Norfolk jährlich um rund 2 *m* zurück, in der Nähe von Kolberg an der Ostsee um $^{1}/_{2}$—1 *m*. An der Kreideküste der Normandie beträgt nach de Lamblardie der Landverlust jährlich 0,3 *m*. An Küsten aus harten Gesteinen arbeitet die Brandung weit langsamer. Th. Fischer fand, dass die Küste Algeriens in 12 Jahrhunderten nur um 10 *m* durch die Brandung zurückgedrängt worden ist.

Gewaltig gesteigert wird die Wirkung der Brandung, wenn bei Springflut ein auflandiger Sturm herrscht — bei Sturmfluten. Bei solchen Gelegenheiten erfolgten an der flachen holländisch-deutschen Nordseeküste große Katastrophen. 1218 durchbrach eine Sturmflut die schützende Dünenkette und schuf den Jadebusen, eine zweite 1277 den Dollart. Auch die Zuidersee, deren südlicher Teil früher einen durch eine weite Landfläche vom Meer getrennten See bildete, verdankt ihre Verknüpfung mit der Nordsee Sturmfluten, die zwischen dem 4. und 15. Jahrhundert zuerst die Dünenketten durchnagten, deren Überreste die heutigen westfriesischen Inseln sind, und dann nach und nach auch das Land dahinter wegspülten, bis 1395 die Verbindung mit dem Meer hergestellt war.

So groß die Wirkung der Brandung sein kann, so vermag sie doch nicht ohne Ende fortzuarbeiten. Denn je länger sie arbeitet, desto weiter drängt sie das Kliff gegen das Land zurück, desto breiter wird die Strandplattform. Dadurch aber mindert sich die Kraft der Brandung. Endlich treffen nur die größten Wogen bei höchstem Wasserstand die Wand. Wenn auch sie das Kliff nicht mehr erreichen, ist eine fernere Wirkung der Brandung ausgeschlossen. Die Linie, wo in dieser Weise die Abrasion ihr Ende findet, hat Philippson Abrasionsterminante genannt. Ihr Verlauf hängt von der Größe des Wellenschlages, jedoch nicht vom Charakter des Gesteins ab. Nur wird sie dort, wo die Küste abwechselnd in hartem und in weichem Gestein verläuft, im Bereich des weichen Gesteins früher erreicht, im harten später. Es schafft daher die Brandung zu Beginn ihrer Thätigkeit einen unregelmäßigen Verlauf der Küste; später aber verschwinden die Unregelmäßigkeiten, je mehr die Küste altert. Das Endresultat ist bei Abwesenheit störender Vorgänge eine glatt verlaufende Küste mit Strandplattform und zurückliegendem Kliff, dessen Böschung durch Absturz und Abspülung immer mehr gemindert wird.

In einem Fall aber ist der Wirkung der Brandung ein solches Ende nicht gesetzt: wenn das Land in einer langsamen Senkung begriffen ist. Durch Untertauchen der geschaffenen Plattform wird der Brandung immer neues Gestein zugänglich gemacht, das Kliff rückt zurück, aber das Meer rückt ihm nach. So sind nach F. v. Richthofen in der geologischen Vergangenheit von China weit ausgedehnte, hochaufragende Gebirge vollkommen abrasiert worden. Die Geschiebe, die als Überreste der einstigen Gebirge von der Brandung hin und her geworfen wurden, lagerten sich dabei transgredierend auf dem Rumpf des alten Gebirgslandes ab.

Ist der Strand ausgestaltet, so dass das Kliff nicht mehr ständig von der Brandung erreicht wird, und dabei, wie meist der Fall, mit Geschieben bedeckt, so bildet sich durch die Brandung ein Strandwall. Besonders an Flachküsten, die von Anbeginn einen breiten Strand hatten, fehlt ein Strandwall fast nie. Das brandende Wasser reißt vielfach Geschiebe mit sich in seine kreisende Bewegung fort, bei schwachem Seegang nur Sand, bei starkem auch Gerölle, und schleudert sie hoch auf den Strand hinauf. Hier bleiben sie zum Teil am äußersten Saum der brandenden Wellen

liegen, da das Rückfluten des Wassers mit geringerer Geschwindigkeit erfolgt und daher die größeren Geschiebe nicht mitzureißen vermag (bei *a* in Fig. 132). So baut sich ein Wall auf. Je größer der Seegang, desto höher entsteht am Strand der Wall. Die bei kleinem Wellengang aufgeschütteten Strandwälle werden schon von der nächsten stärkeren Brandung vernichtet. Permanent bleibt dagegen der Wall, der sich bei dem stärksten an Ort und Stelle vorkommenden Seegang gebildet hat Jeder Sturm baut an ihm fort. Nicht selten erreicht er im Lauf der Zeit eine Höhe von 2—3 *m* und darüber. So werden auch hier die Stürme für die Ausgestaltung der Küste maßgebend.

Allgemeines über Sedimentation in stehenden Gewässern. Wichtiger noch als die Wirkung, die die stehenden Gewässer durch die Brandung ausüben, ist die Bildung von Sedimenten, die sich in ihnen vollzieht. Zahlreich sind die Vorgänge, die Trümmer der Gesteine des Landes in fester Form ins Meer und in die Seeen schaffen: Die Flüsse bringen Sinkstoffe im Wasser schwebend oder an ihrer Sohle zur Küste; von den Gletschern, die in hohen Breiten ihr Ende ins Meer vorstoßen, brechen Eisberge ab, die Moränenmassen mit ins Meer hinausschaffen. Der Wind wirbelt Staub auf und trägt ihn ins Meer hinaus, unter Umständen wie in der Passatzone des nordatlantischen Oceans einige Tausend Kilometer weit. Endlich gelangt auch das durch die Brandung losgerissene Material zum großen Teil ins Meer. Nicht minder groß sind die Massen, die gelöst in die stehenden Gewässer geraten, zum Teil durch die Flüsse, zum Teil auch direkt durch die Fähigkeit des Meer- und See-Wassers gewisse Gesteine zu lösen oder zu zersetzen. Alle diese Massen, die festen wie die gelösten, setzen sich in den stehenden Gewässern allmählich wieder ab.

Die Ablagerungen, die sich in unmittelbarer Nähe des Ufers bilden, sind schon längst aus praktischen Zwecken der Schiffahrt erforscht. Die Kenntnis der Ablagerungen der Tiefen in Seeen und Meeren danken wir dagegen im wesentlichen den Untersuchungen der letzten zwei Jahrzehnte. Vor allem ist die Expedition des englischen Schiffes Challenger von Bedeutung gewesen, deren Resultate betreffend die Meeressedimente von J. Murray in Gemeinschaft mit A. F. Renard bearbeitet worden sind. An diese Expedition knüpfen sich die größten Fortschritte der Lehre von der Sedimentation in der Tiefsee.

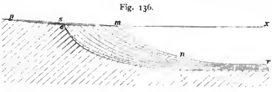
Die Ablagerungen, die sich in stehenden Gewässern niederschlagen, sind überaus mannigfach; ihr Charakter wechselt mit der Tiefe, in der sie sich bilden, sowie mit ihrer Lage zur Küste. Der Tiefe nach unterscheidet Murray litorale Ablagerungen, die sich zwischen dem Hochwasser- und dem Niederwasserstand absetzen, Seichtwasser-Ablagerungen zwischen dem Niederwasserstand und der Hundertfadenlinie (rund 200 *m*) und endlich Tiefseeablagerungen unterhalb der Hundertfadenlinie. Ihrer Entstehung nach spricht er von terrigenen und pelagischen Ablagerungen. Das Material, das die terrigenen

Ablagerungen aufbaut, stammt in der Form, wie es sich absetzt, vom Festland; die terrigenen Ablagerungen sind also Absätze von Detritus und bilden sich auf rein mechanischem Wege (mechanische Sedimentation). Die pelagischen Sedimente entstehen dagegen ohne wesentliche Mitwirkung von festen Abschwemmprodukten des Landes, indem entweder auf chemischem Weg oder durch Vermittlung von Organismen gelöste Substanzen aus dem Wasser ausgeschieden werden (chemische Sedimentation und organogene Sedimentation).

Mechanische Sedimentation. Die terrigenen Ablagerungen als Resultat der mechanischen Sedimentation sind auf die Küsten und die ihnen unmittelbar benachbarten Teile des Meeresgrundes beschränkt; denn weiter gelangt Detritus vom Festland nicht. Sie treten als Kiese, Sande und Schlammabsätze auf. Dabei nimmt die Größe des klastischen Materials mit wachsender Entfernung von der Küste ab.

Deltas. Besonders augenfällig sind an den Küsten die Ablagerungen, die sich in den Deltas der Flüsse zeigen. Man versteht unter einem Delta die Gesamtheit der Ablagerungen von Flußsedimenten, die sich an einer Flußmündung in einem stehenden Gewässer gebildet haben und über Wasser sichtbar sind.*) Der Name stammt vom Nil, dessen Absätze im Grundriss die Gestalt eines griechischen Δ zeigen. Mündet ein Fluß in ein stehendes Gewässer, so hört hier seine Bewegung fast ganz auf und er läßt das Geschiebe, das er transportierte, fallen. In Übergußschichtung lagert es sich an der Halde des stehenden Gewässers ab. Die Schichten, die wie bei allen Ablagerungen aus fließendem Wasser, sehr unregelmäßig sind, fallen unter einem Winkel von 20—30° seewärts ein (Fig. 136). Der Neigungswinkel nimmt mit wachsender Entfernung von der Mündung ab, weil das Material in dieser Richtung feiner wird. Über den schräg geschichteten Massen lagern sich, sobald die Absätze den Wasserspiegel erreicht haben und vom Fluß überflossen werden, horizontale Flußsedimente ab. Beispiele zeigt jeder geschiebereiche Gebirgsfluß, der in einen See oder ins Meer mündet.

Fig. 136.

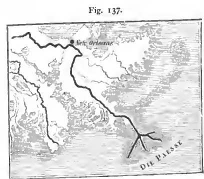


Schematischer Schnitt durch das Delta eines Flusses (nach v. Richthofen). *m x* Seespiegel, *o m n* gröberes Geschiebe, schräg geschichtet, *n r* feineres Geschiebe, schwach schräg bis horizontal geschichtet, *p s m o* horizontale Flußsedimente.

*) Flußgabelungen, wie sie im Bereich von Deltas häufig sind, gehören nicht zum Wesen der Deltas.

Verwickelter gestalten sich die Vorgänge, wenn der Fluß nur Schlamm und Sand führt. Dann macht sich der Umstand geltend, dass unmittelbar an der Mündung das Wasser des Flusses noch nicht ganz zur Ruhe kommt, sondern seine Bewegung noch eine Strecke weit, wenn auch vermindert, behält. Sinkt dabei das Flußwasser der Böschung der Halde folgend zur Tiefe, was bei kalten Flüssen (Gletscherflüssen), die in warme Gewässer münden, vorkommt, so hält dieser unterseeische Strom am Boden eine Rinne offen, während seine Sedimente sich links und rechts, wo er sich mit den ruhenden Wassermassen mischt, absetzen und hier schließlich flache Dämme bilden. Solche unterseeische Flußbetten lassen sich an der Rhone im Genfer See und am Rhein im Bodensee bis zu großer Tiefe verfolgen (Forel). Ist das Flußwasser leichter als das Wasser des stehenden Gewässers, wie bei den ins Meer mündenden Flüssen, so breitet es sich auf dem schweren Wasser schuttkegelartig aus, dabei seewärts fließend, während in der Tiefe ein salziger Gegenstrom auftritt. Die Sinkstoffe werden dort fallen gelassen, wo die Bewegung schwindet und das Wasser durch Beimengung von Meerwasser erst brakisch und dann salzig wird. Der letztere Umstand ist wichtig, weil dadurch die Ausfällung außerordentlich beschleunigt wird; denn Schlamm sinkt aus Salzwasser vielemal rascher zu Boden als aus Süßwasser. So bilden sich einerseits zu beiden Seiten des Flusses, andererseits auch gerade vor der Mündung Barren und Bänke, die oft von Schiffen nur bei Hochwasser passiert werden können. Die seitlichen Bänke, die gleichsam eine Fortsetzung der Ufer des Flusses im Meer darstellen, wachsen leicht über den Wasserspiegel empor und werden landfest. So schiebt sich die Mündung des Flusses fingerförmig hinaus. Ausgezeichnet ist dieser Vorgang am Delta des Mississippi zu erkennen (Fig. 137). Derartige fingerförmig vorgeschobene Deltas treten nur auf, wenn der Fluß seinen Lauf wenig ändert. Schüttet er dagegen bald hier, bald dort auf, so baut sich das Delta kompakt und gleichmäßig ins Meer hinaus.

Fig. 137.



Der äußere Teil des Mississippi-Deltas.

Die Geschwindigkeit, mit der Deltas wachsen, ist sehr verschieden. Das Delta des Terek schiebt sich jährlich um ½ *km* in das kaspische Meer vor. Das Donau-Delta hat von 1830 bis 1856 um 22 *qkm* zugenommen; das Rhonedelta wächst jährlich um 0.23 *qkm*, das Podelta um 1.14 *qkm*. Das Wachstum des letzteren hat sich nach der Eindeichung des Flusses beschleunigt, weil dadurch heute viele Geschiebe dem Meer zugeführt

Fig. 138.



Landgewinn am Podelta.
(Nach Th. Fischer.)
1 : 1.500 000.

werden, die bei den früheren Verhältnissen im Überschwemmungsgebiet auf dem Lande zur Ablagerung gekommen wären. Die Pässe des Mississippi bauen sich jedes Jahr 60—90 *m* (nur der Südpass 20—30 *m*) ins Meer hinaus.

Die geographische Verbreitung der Deltas ist scheinbar regellos. So hat der Rhein ein Delta, die benachbarte Elbe aber keines. Ganz aufgeklärt sind die Gesetze der Verbreitung noch nicht. Immerhin zeigt sich im allgemeinen, dass Küsten, die frei von starken Gezeiten sind, besonders häufig Deltas aufweisen, so vor allem die Binnenmeere. Im Einklang damit steht, dass die Deltabildung häufig im Schutz einer Nehrung in einer abgeschlossenen Bucht gedeiht, wie an der Oder und an der Weichsel. Ferner hat R. Credner betont, dass in Senkung begriffene Küsten oft relativ frei von Deltas sind; die Ablagerungen geraten hier nicht über den Meeresspiegel und bilden gleichsam unterseeische Deltas.

Wandern der Sinkstoffe entlang der Küste. Nicht immer setzen sich die Sinkstoffe dort zu Boden, wo sie ins stehende Gewässer gelangen. Gar oft findet vielmehr vor ihrer Ablagerung ein weiter Transport statt. So ist das Geschiebe am Strande oft in einer Wanderung entlang der Küste begriffen. Diese Wanderung vollzieht sich zum Teil durch die Brandung selbst. Wir schilderten oben, wie sich die Wellenkämme bei der Annäherung an die Küste dieser parallel stellen: die Wellen laufen dicht am Strande stets mehr oder weniger auf diesen zu. Das gilt jedoch nur im großen und ganzen und nicht absolut, besonders dann nicht, wenn die Strandplattform verhältnismäßig stark geneigt ist, so dass der Meeresboden bald zu erheblichen Tiefen abfällt. Sobald die Wellen den Strand etwas schräg treffen, werfen sie das Geschiebe nicht gerade den Strand hinauf, sondern zugleich etwas schräg nach vorn (s. die Pfeile bei *a* in Fig. 131). Dagegen erfolgt das Abwärtsrollen des Geschiebes unter dem Einfluß des zurückfließenden Wassers, der Strandböschung folgend, mehr oder minder senkrecht zur Küste. Es gelangt also ein Geschiebe nicht wieder an seine alte Stelle zurück, sondern an einen Punkt, der im Sinne der Wellenbewegung etwas nach vorn liegt. Das wiederholt sich bei jeder Welle: so wandert schließlich das Geschiebe der Küste entlang.

Weit rascher noch findet das Wandern statt, wo Meeresströmungen die Küste bespülen, mögen diese nun durch den Wind oder durch die Gezeiten verursacht sein. Über die Geschwindigkeit dieser Wanderung giebt es wenig Messungen. Spratt beobachtete an der ägyptischen Küste, dass ausgeworfene 1—1½ *kgr* schwere Steinkohlenschlacken 400 *m*, kleinere Stücke 700 und ganz kleine von nur 15 *g* 1400 bis 1450 *m* weit in 14 Tagen der Küste entlang gewandert waren.

Wo die Kraft der Strömung nachläßt, da lagert sich das wandernde Material wieder ab. So nehmen Buchten die Trümmer auf, die von den begrenzenden Kaps abgetrennt worden sind. Wo die Küste nach mehr oder minder geradem Verlauf plötzlich zurücktritt, da macht die Wanderung der Geschiebe oft diese Ecke nicht mit. Ein Wall von Geschieben baut sich vielmehr geradlinig in der Richtung des bisherigen Küstenverlaufs ins Meer hinaus, sofern dieses nicht zu tief ist; so wird eine schmale Halbinsel aufgeschüttet, deren äußeres Ende sich häufig hakenförmig gegen das Land hin biegt; daher heißen solche ins Meer hinausgebaute Strandwälle Haken. Oft bauen sich Haken vom Festland nach Inseln hin und machen diese landfest. Nicht selten wächst ein Haken so weit, dass er einen einspringenden Winkel der Küste ganz abschnürt. Solche Haken nennt man Nehrungen. Das abgeschnürte Becken behält entweder seine Verbindung mit dem Meer bei, so dass es als Lagune von Salzwasser erfüllt ist, oder es wird ausgesüßt und heißt dann Haff (kurisches Haff, frisches Haff).

Wo eine Spülung durch Küstenströme thätig ist, da wird alles von der Brandung losgelöste Geschiebe entfernt. So wird die Küste von Asturien ständig gesäubert; der den Golf von Biscaja umkreisende Arm des Golfstroms schleppt alles fort und lagert es am Gestade der Gascogne ab, wo die Strömung auf die Küste prallt, sich verlangsamt und umbiegt. Der Flutstrom schafft die Trümmer der Kalkfelsen der Calvados nach der Seinebucht. Ebenso werden die Sedimente von Flüssen, die ins Meer münden, verfrachtet, so die der Rhone nach Westen hin, wo bei Narbonne fortwährend ein Landgewinn stattfindet. Bekannt ist die Verschleppung der Geschiebe von der Orinoco-Mündung nach Westen; sie wirkt auf die Flüsse ein, die hier münden und verschleppt auch diese, so dass sie dicht am Meer auf weite Strecken der Küste parallel fließen.

Wirkung der Gezeiten. Eine wichtige Rolle spielen bei der Bildung der Ablagerungen in der Nähe der Küste die Gezeitenströmungen, wie unter anderen Krümmel gezeigt hat. Dass sie das Wandern der Geschiebe unterstützen, erwähnten wir schon. Sie üben dadurch oft eine Erosion aus, selbst noch in Tiefen bis zu 200 *m*. So ist es nach Krümmel zu erklären, dass die von gewaltigen Gezeiten heimgesuchte Fundy-Bai an der nordamerikanischen Küste durchweg Felsboden besitzt. Da gerade in solchen sich landeinwärts verengenden, schlauchartigen Buchten die Gezeiten besonders heftig auftreten, so spülen sie hier alles lockere Material fort. Auch schlauchförmige Flußmündungen (Aestuare) werden

so gereinigt und zum Teil direkt vergrößert. Doch entstehen durch Gezeitenströme auch Absätze von Sinkstoffen. Wo ein Gezeitenstrom aus einer Enge in eine Weitung tritt, da nimmt seine Geschwindigkeit plötzlich ab; er läßt daher einen Teil der von ihm transportierten Massen fallen — es entsteht vor dem Eingang in die Enge eine Barre, so z. B. vor dem goldenen Thor, der Einfahrt zum Hafen von San Francisco. Noch wichtiger sind die Absätze, zu denen es beim Kentern der Gezeitenströme kommt. Viermal am Tage wechseln Ebbestrom und Flutstrom mit einander ab. Bei jedem Wechsel (Kentern) steht das Wasser kurze Zeit still; dann schlagen sich die Sinkstoffe, die der Strom führte, zu Boden. Die Absätze, die sich beim Übergang von Ebbe zu Flut*) bilden, werden allerdings sofort wieder durch den Flutstrom aufgerührt. Anders die Absätze, die bei höchstem Wasserstand ausgefällt werden. So weit sie in seichtem Wasser zur Ablagerung kamen, tauchen sie bald nach Beginn der Ebbe über dem Wasserspiegel empor, bleiben also unberührt vom Ebbestrom. Das sind die Watten der deutschen Nordseeküste. Jedes Hochwasser bringt neues Material und so erhöhen sich die Watten allmählich. Vegetation siedelt sich an und hilft den Boden festhalten; in den Tropen sind es besonders die Mangroven, die hier gedeihen. Zwischen den Watten halten sich Ebbestrom und Flutstrom Kanäle frei, die als Fahrwasser eine wichtige Rolle spielen. Watten finden sich nur dort, wo eine stetige Meeresströmung und damit eine vollkommene Spülung des Gestades fehlt; auch wo heftige Brandung herrscht, bilden sie sich nicht. Sie gedeihen besonders an geschützten Teilen der Küste, so an der deutschen Küste im Schutz der friesischen Inseln, dann auch in Buchten, in seichteren Meeren u. s. w. Besonders rasch wachsen sie, wo schlammreiche Flüsse münden.

Terrigener Schlamm.**) Während Gerölle und Sand auf die nächste Nachbarschaft der Küste beschränkt sind, werden die feinsten im Meerwasser suspendierten Teilchen oft auf größere Entfernungen vertragen; sie schlagen sich unterhalb der Hundertfadenlinie als Schlamm nieder. Die Zusammensetzung des so entstehenden terrigenen Schlammes schwankt überaus je nach den Gesteinen, die die benachbarte Küste aufbauen. Charakteristisch ist das Hervortreten der Quarzpartikel unter den mineralischen Gemengteilen und das Zurücktreten des kohlensauren Kalkes.***) Die Farbe des Schlammes ist meist bläulich; sie stammt von organischen Beimengungen und Eisensulfit her. Nur in wenigen Gegenden,

*) Die Ausdrücke Ebbe und Flut sind hier in ihrer wahren Bedeutung im Sinn von Ebbe gleich Sinken des Wassers, Flut gleich Steigen des Wassers gebraucht.

**) Die Engländer unterscheiden *mud* = auorganischen Schlamm und *ooze* = organischen Schlamm. Wir gebrauchen für die organischen Schlammarten den Ausdruck Erde, entsprechend dem alten Wort Infusorienerde. Andere verwenden wohl auch für *mud* das Wort Schlick und für *ooze* Schlamm.

***) Im Meer kommt, von den Korallenküsten abgesehen, anorganischer Kalkschlamm nur selten zum Absatz, weil das Meerwasser kohlensauren Kalk leicht zu lösen vermag. Ausnahmen siehe unten S. 271.

so besonders an der atlantischen Küste von Südamerika, nimmt der Schlamm infolge von ockerigen Beimengungen eine rötliche Farbe an. Manchenorts wird er durch Beimengung von Glaukonitkörnern grün (s. unten S. 275); an vulkanischen Küsten ist er grau, an Korallenküsten weiß. Ein Saum von Schlamm begleitet alle Meeresküsten; er erreicht höchstens eine Breite von 300 *km*. Weiter im offenen Meer kommt terrigener Schlamm nicht vor. Der Grund hierfür liegt in der oben erwähnten Eigenschaft des Salzwassers, suspendierte Teile verhältnismäßig rasch auszufällen, dann auch in seiner Lösungskraft. In allen landumschlossenen Meeren dagegen, so im schwarzen Meer und im Mittelmeer spielt der terrigene Schlamm unter den Ablagerungen eine Hauptrolle. Ihm sind auch die feinen Schlammniederschläge zuzurechnen, die sich in den Seeen fern vom Ufer bilden und in kalkreichen Gegenden aus kohlensaurem Kalk bestehen (Seekreide).

Chemische Sedimentation. Während sich die Stoffe, die in fester Form den stehenden Gewässern zugeführt werden, auf mechanischem Wege niederschlagen, ist das mit den gelösten naturgemäß nicht der Fall. Würden nicht auch sie auf irgend eine Weise ausgeschieden werden, so würde allmählich in allen stehenden Gewässern, so weit sie keinen Abfluss haben, das Wasser immer reicher und reicher an gelösten Substanzen werden.

Unter den im Meerwasser gelösten Substanzen steht Chlornatrium obenan (77.8% der gesamten gelösten Masse); daneben treten Chlormagnesium (10.9%), schwefelsaure Magnesia (4.7%), schwefelsaurer Kalk (Gyps) (3.6%), dann in geringen Mengen Chlorkalium (2.5%), Brommagnesium (0.22%) und endlich auch doppelkohlensaurer Kalk (0.34%) auf. Das Zurücktreten des doppelkohlensauren Kalkes ist bemerkenswert, da gerade er im Flusswasser weit über alle anderen Verbindungen überwiegt. Das Verhältnis, in dem sich die verschiedenen Salze an den gelösten Massen im Meerwasser beteiligen, ist überall annähernd konstant. Dagegen schwankt es außerordentlich bei den abflusslosen Seeen des Landes.

Das Meerwasser mit seinem Salzgehalt von nur 3.5% ist vom Zustand einer konzentrierten Salzlösung weit entfernt. Daher ist von einem chemischen Auskrystallisieren der Salze nicht die Rede. Nur ganz ausnahmsweise kann es in Buchten dazu kommen, die fast ganz gegen das offene Meer abgeschlossen sind und deren Wasser rasch verdunstet. Anders steht es mit manchen salzigen abflusslosen Seeen; hier findet zuweilen ein Auskrystallisieren der in Lösung befindlichen Salze statt, so z. B. am toten Meer und am großen Salzsee. Wie der Vorgang der Auskrystallisation sich vollzieht, haben Versuche von Uziglio gezeigt. Dieser ließ Wasser des Mittelmeers im Laboratorium allmählich verdunsten. Eine Ausscheidung in größerm Maße begann erst, nachdem die Lösung auf $^1/_5$ ihres ursprünglichen Volums reduciert war.*) Ausgeschieden wurde

*) Schon vorher waren allerdings geringe Quantitäten von Eisenoxyd und kohlensaurem Kalk, sowie kohlensaurer Magnesia zur Ausscheidung gelangt.

zuerst viel Gyps und der gesamte kohlensaure Kalk, später etwas Gyps und die Hauptmasse des Kochsalzes mit Spuren von Chlormagnesium, schwefelsaurer Magnesia und Bromnatrium. Als die Wassermenge auf diese Weise auf $^1/_{62}$ ihres Volums reduciert war, wurde der Versuch abgebrochen. Die zurückgebliebene Mutterlauge enthielt noch $^1/_5$ der ursprünglichen Salzmenge. Darin waren neben geringen Mengen von Kochsalz alle leicht löslichen Salze (Chlormagnesium, schwefelsaure Magnesia, Chlorkalium, Bromnatrium) in großen Massen enthalten. Dieser Versuch ist typisch für die Art und Weise, wie sich Salz aus abflusslosen Seeen ausscheidet. Im großen Becken der Vereinigten Staaten bestand in der Eiszeit der abflusslose Lahontan-See; er trocknete nach Schluss der Eiszeit ein. Zuerst setzten sich an seinen Ufern große Massen von kohlensaurem Kalk, alles inkrustierend, als Tuff ab; später, nachdem der See stark zusammengeschrumpft war, krystallisierten die Salze aus. Auch heute sind abflusslose Seeen, die kohlensauren Kalk absetzen, nicht selten, desgleichen solche, die Gyps ausscheiden. Aus dem Eltonsee, östlich der untern Wolga, setzt sich in Massen Kochsalz ab. Ein noch späteres Stadium der Eindampfung stellt das tote Meer dar; Gyps und Kochsalz sind hier schon größtenteils ausgeschieden; das Seewasser entspricht etwa der Mutterlauge des Versuchs von Uziglio.

Diese Vorgänge werfen ein Licht auf die Entstehung mancher Salzlager, die wir heute in der Schichtreihe der Erdkruste treffen. Sie erklären die so häufige Vergesellschaftung von Gyps und Steinsalz, ferner das Auftreten der Mutterlaugensalze (Abraumsalze) im Hangenden der Steinsalzlager. Wenn auch manche Salzlager in dieser Weise einfach aus abflusslosen Seeen entstanden sein dürften, so ist doch eine solche Bildung für die größten unter ihnen schwer denkbar, weil sie dazu viel zu mächtig sind, wie z. B. das Salzlager von Sperenberg bei Berlin, das in einer Mächtigkeit von 1182 *m* erbohrt, aber noch nicht durchsunken ist. Andere Salzlager dürften wahrscheinlich in fast vollkommen abgeschlossenen Meeresbuchten abgesetzt worden sein, vergleichbar dem Karabugas am kaspischen Meer. Wie schon K. E. von Baer schilderte, stellt dieser Busen uns eine gewaltige Salzpfanne dar. Durch die enge Straße tritt schwach salziges Wasser vom kaspischen Meer ein; die überaus starke Verdunstung konzentriert es sehr rasch bis nahezu zur Sättigung (Salzgehalt je nach der Örtlichkeit 25—30 %). Auf dem Boden des Meerbusens krystallisiert Gyps und Steinsalz aus. Würde die Verbindung mit dem kaspischen Meer aufgehoben, so würden schließlich auch die Abraumsalze zur Ablagerung kommen. So wichtig dieser Vorgang für die Entstehung einzelner Salzlager ist, so selten tritt er ein, wie die geringe Zahl reicher Salzlager in der Erdkruste zeigt. Jedenfalls wird nur ein ganz verschwindender Teil der gelösten Massen auf diesem rein chemischen Wege aus dem Meer ausgeschieden.

Organogene Sedimentation. Die Hauptrolle bei der Ausscheidung der im Meer gelösten Massen spielen niedere Organismen, die ihr Skelett

oder ihre Schalen aus kohlensaurem Kalk aufbauen, dann auch solche, die sich ein Kieselskelett fertigen. Es sind einerseits Organismen, die am Grunde des Meeres leben, also dem Benthos angehören, andererseits auch im Meere frei schwimmende Organismen — also Glieder des Plankton.*) Besonders die letzteren sind von größter Bedeutung, weil sie in unzähligen Mengen den Ocean bevölkern. Wie ein kontinuierlicher Regen fallen die Skelette der abgestorbenen Planktonorganismen auf den Boden der Meere.

Als wichtige Kalkausscheider wirken im Seichtwasser vor allem Kalkalgen und Coelenteraten, besonders Korallen, im offenen Meer hauptsächlich Foraminiferen, alles Organismen, die in den Tropen in ungeheuren Mengen gedeihen. Der Vorgang vollzieht sich nach den Untersuchungen von Ochsenius und Steinmann durch die Vermittlung ammoniakhaltiger tierischer Sekrete.**) Diese reagieren auf die im Wasser gelösten Verbindungen und scheiden die zur Zusammensetzung des kohlensauren Kalkes nötigen Stoffe aus ihnen ab. Es entnehmen also die Organismen ihren Bedarf an kohlensaurem Kalk keineswegs direkt den geringen Mengen von Calciumbikarbonat, die im Meerwasser gelöst sind, sondern vielmehr in allererster Reihe dem reichlich vorhandenen schwefelsauren Kalk. Anders als der durch die Flüsse ins Meer geführte anorganische kohlensaure Kalk werden die so gebildeten organogenen Kalkmassen vom Meerwasser nur wenig angegriffen, weil die Kalk-Schalen und -Skelette der Organismen alle mehr oder minder mit horniger organischer Substanz überkleidet oder durchzogen sind.

Riffbau. Kalkalgen, unter ihnen besonders Lithotamnien, überziehen oft felsige Ufer mit dicken Krusten und bilden in 10—70 *m* Tiefe ausgedehnte Lager von kohlensaurem Kalk. Weit wichtiger aber sind die gesteinsbildenden Korallen (Milleporen, Poriten, Madreporen, Asträen etc.). Sie vermögen nur in Wasser zu gedeihen, dessen Temperatur nie unter 20° C. sinkt. Sie sind daher auf die Tropenzone beschränkt. In ihrer Verbreitung im einzelnen spiegeln sich durchaus die Temperaturverhältnisse des Meeres wieder. Die Korallen meiden die Westküsten der Kontinente, an denen kaltes Auftriebwasser emporsteigt. An den

---

*) Mit Benthos (von *βένθος* = Tiefe) bezeichnete Häckel die auf dem Boden des Meeres festsitzenden, kriechenden und laufenden Organismen, mit Plankton (*πλανάω* = umherschweifen) die im Wasser schwimmenden Organismen, die passiv deu Bewegungen des Meeres folgen, mit Nekton (*νηκτός* = schwimmend) die kräftigen Schwimmer.

**) Auch verwesende organische Substanzen vernnlassen Ausscheidungen im Meerwasser; sie reduzieren bei Mangel an Sauerstoff die Sulfate des Meerwassers, besonders den Gips, zu Sulfiden, die ihrerseits sich in Bikarbonate und Carbonnte umselzen. So wird kohlensaurer Kalk ausgefällt. Der hierbei entstehende Schwefelwasserstoff verbindet sich mit dem Eisen des terrigenen Schlammes zu Schwefeleisen und färbt so den Schlamm blau. Auf diesen Prozess führen J. Murray und R. Irvine die Bildung ausgedehnler nnorganischer Kalkschlammablagerungen im Schwarzen Meer zurück. Nach Natterer spielen chemische Ausscheidungen von kohlensaurem Kalk, dann auch solche von kieselsaurer Thonerde und freier Kieselsäure auch im Mittelmeer eine große Rolle und bilden stellenweise geradezu Steinkrusten am Meeresboden. Natterer misst im Vergleich zu ihnen dem Detritus der Festländer nur eine ganz untergeordnete Rolle für die Sedimentation zu.

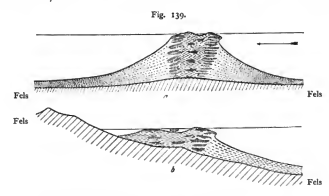
weit wärmeren Ostküsten entfernen sie sich dagegen erheblich vom Äquator. Weil auch in den Tropen das Meerwasser schon in geringer Tiefe Temperaturen unter 20° C. besitzt, gehen sie nirgends in große Tiefen hinab. 80 *m* ist die größte Tiefe, in der sie lebend gefunden worden sind. Auf felsigem Boden finden sie am besten Gelegenheit, sich anzuheften; doch genügt bei Sandboden auch eine Muschel oder ein Stein einer Koralle, um festen Fuß zu fassen. Lebensbedingung ist das Vorhandensein von ganz klarem, normal salzigem Meerwasser; Korallen fehlen daher an Mündungen von Flüssen und Bächen. Auch trübes Wasser vertragen sie nicht und meiden daher das von der Brandung getrübte Wasser sandiger und schlammiger Küsten, während sie an felsigen Küsten auch in der Brandung trefflich gedeihen. Vom seichten Meeresboden aus wachsen sie in buschförmigen Stöcken in die Höhe, nicht selten mit einer Geschwindigkeit von 1 *cm* im Jahr und mehr. So bauen sie Riffe auf. Da die Korallentiere meist zu Grunde gehen, wenn sie auch nur für kurze Zeit trocken liegen, so bildet die Höhe des Niederwassers ungefähr die obere Grenze ihres Wachstums. Lebend ist immer nur die alleroberste, oft nur wenige Millimeter dicke Schicht eines Riffs. Die inneren Teile sind abgestorben. Aber auch an der Oberfläche sprosst das Leben nicht gleichmäßig. Die gegen die Küste zu gelegenen Teile sterben früh ab, weil hier die Zufuhr von frischem Seewasser beschränkt ist. Daher bleibt der zur Küste gelegene Teil des Riffes im Wachstum hinter dem seewärts gelegenen zurück. So kommt es, dass die Riffe meist durch schmale, seichte Meeresteile von der Küste getrennt sind. Neben diesem Emporwachsen zeigt sich auch ein Wachsen nach der Seite; besonders tritt letzteres hervor, wenn der Stock die Wasseroberfläche erreicht hat. Dann breitet er sich nicht selten schirmförmig über seinen Fuss hinaus aus, vor allem wenn er von einer lebhaften Strömung bespült wird. Das Riff hängt der Strömung entgegen über. Zuweilen tritt diese Erscheinung bei mehreren benachbarten Korallenriffen auf; es entsteht schließlich, sobald die Schirme sich berühren, eine von Säulen getragene Korallendecke. Beispiele solcher Schirmriffe bieten die Abrolhos.

Der Körper eines Korallenriffs ist von zahlreichen Hohlräumen durchsetzt, die beim ungleichmäßigen buschförmigen Wachsen der Korallen zurückblieben. Sie werden allmählig von dem aus der Zerbröckelung der Korallen in der Brandung entstandenen Sand und Schlamm ausgefüllt. Sand und Schlamm, ja ganze abgestürzte Blöcke von Korallenkalk lagern sich auch am Fuß des Riffes ab, so dass jedes Riff stets in seinem eigenen Schutt steht (Fig. 139). Wächst das Riff in die Höhe, so wächst damit auch die Schutthalde. Zum Schutt gesellen sich massenhafte Überreste von Organismen, die im Riff oder auf dem Riff leben, so besonders Molluskenschalen, Schalen von Echinodermen, Bryozoenreste u. s. w.

Der Kalk des Riffs erleidet durch das ständig durchsickernde Meerwasser eine weitgehende Umkrystallisation; die organische Struktur des Korallenkalkes geht dabei rasch verloren, ebenso die klastische Struktur

des Korallenschlammes und des Korallensandes. Alles backt in kurzer Zeit durch ein Kalkcement zu einem dichten Kalkstein — dem Riffkalk — zusammen. Selbst ganz junger Riffkalk sieht vollkommen dicht und so alt aus, wie man Kalkstein sonst nur aus weit zurückliegenden Formationen zu sehen gewohnt ist. In einzelnen Fällen, so nach Dana auf der Koralleninsel Mathea, tritt neben der Cementierung auch eine Dolomitisierung des Riffkalks ein, z. T. wohl auf organischem Wege durch die Verwesung organischer Substanzen, die aus der schwefelsauren Magnesia und dem Chlormagnesium des Meerwassers kohlensaure Magnesia abscheidet (J. Walther).

Fig. 139.



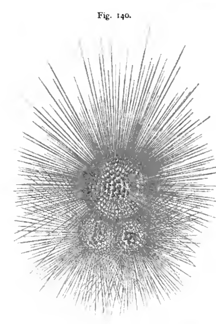
Schematische Durchschnitte durch Korallenriffe (nach v. Richthofen).
Der Kalk der Korallenstöcke ist vertikal schraffiert, die Absätze von Korallenblöcken, Korallensand und Korallenschlamm sind unterbrochen liniert.
a Aus flachem Wasser frei aufgewachsenes, allseitig von Trümmerhalden umgebenes Riff, das der Strömung entgegen etwas überhängt. *b* An der Küste aufgewachsenes Saumriff; in der Mitte ein schirmförmiger Korallenbau.

Da riffbauende Korallen nur bis zu geringer Tiefe zu leben vermögen, so sind Korallenriffe auf seichtes Wasser beschränkt.*) Wir finden sie daher besonders an Küsten, die sie als Küsten- oder Saumriffe begleiten, in allen tropischen Meeren, mit Ausnahme einiger Teile des atlantischen Oceans. Riffe, die in größerer Entfernung vom Land und durch ein tieferes Meer von diesem getrennt auftreten, heißen Barriereriffe. Als Beispiel sei das gewaltige australische Barriereriff genannt. Riffe endlich, fern vom Land, die ringförmig gebaut sind und eine Lagune einschließen, heißen Atolle. Atolle finden sich in großer Zahl in der Südsee.

Über Wasser liegendes Land kann durch Korallenbauten allein nicht entstehen, da sie nicht über das Niederwasserniveau herauswachsen können. Allein die Brandung häuft oft Trümmer von Korallenkalk auf dem Riff

*) Über die zum Teil aus tiefen Meeren emporsteigenden Koralleninseln siehe unten.

Fig. 140.

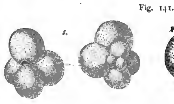


Globigerina bulloides d'Orb., unversehrtes Exemplar, ½ *mm* im Durchmesser.

zu einem Wall auf, der auch bei Hochwasser trocken liegt; später weht vielleicht noch der Wind den Sand zu Dünen zusammen; so entsteht auf dem Korallenriff eine Insel.

Globigerinenerde. Weit wichtiger noch als die Korallen sind als Kalkausscheider die Foraminiferen. Es sind das sehr kleine, niedrige Lebewesen, die frei schwimmend in ungeheuren Mengen an der Oberfläche der Oceane leben. Die Zahl der Arten ist sehr groß; unter ihnen spielt heute besonders *Globigerina* eine wichtige Rolle (Fig. 140 und 141). Alle scheiden ein Kalkskelett aus, das mit überaus feinen Löchern versehen ist. Sterben die Tiere, so sinken die Skelette, die meist mikroskopisch klein sind, langsam zu Boden. Das gleiche geschicht mit den Kalkgerüsten kleiner im Wasser frei schwimmender Kalkalgen, den Coccosphären und Rhabdosphären (Fig. 142). So werden gewaltige Mengen kohlensauren Kalkes aus dem Meerwasser ausgefällt. Foraminiferen kommen in allen Meeren

Fig. 141.



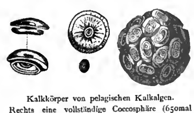


Foraminiferen aus Globigerinenschlamm.
1. Globigerina bulloides d'Orb. ½ *mm* im Durchmesser, ohne Kalknadeln. 2. Orbulina (½ *mm*). 3. Textularia.

vor, besonders aber in den Tropen; ihre Schalen sind daher nahezu in allen Sedimenten vorhanden. Doch treten sie in der Nähe der Küsten gegenüber den anorganischen Sinkstoffen ganz zurück, so dass sie im

blauen Schlamm z. B. nur eine verschwindende Rolle spielen. Mit zunehmender Entfernung von den Küsten werden sie in gleichem Maß in den Sedimenten häufiger, als die klastischen Bestandteile seltener werden und in vielen Gegenden besteht der den Meeresboden bedeckende Schlamm nur aus ihnen. Man hat es mit einer wahren Foraminiferenerde zu thun, die meist als Globigerinenerde oder Globigerinenschlamm bezeichnet wird. Die Globigerinenerde ist ein Kalkschlamm, der im frischen nassen Zustand gelblich oder gräulich, getrocknet weiß ist. Meist enthält sie etwas Fett. Ihre typische Entwicklung hat sie in etwa 4000 *m* Tiefe. Sie bedeckt die unterseeischen Rücken des atlantischen Oceans, meidet jedoch die tiefsten Tiefen. Denn das Wasser der größten Tiefen der Oceane, das relativ kohlensäurereich ist, löst die herabsinkenden Kalkskelette auf, ehe sie den Boden erreichen. Wo sich Globigerinenerde mit terrigenem Schlick mischt, entsteht oft grüner Schlamm und grüner Sand. Die Farbe ist durch das Auftreten von grünem Glaukonit bedingt, der sich auf noch nicht ganz aufgeklärte Weise im Innern der Foraminiferengehäuse als Ausfüllung absetzt.

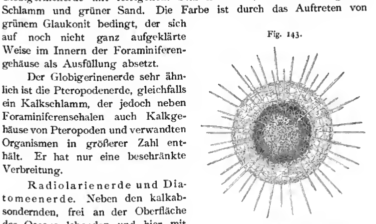
Fig. 142.



Kalkkörper von pelagischen Kalkalgen. Rechts eine vollständige Coccosphäre (650mal vergrößert), links 4 einzelne Kalkkörperchen (Coccolithen und Discolithen, sehr stark vergrößert), wie sie im Globigerinenschlamm auftreten.

Der Globigerinenerde sehr ähnlich ist die Pteropodenerde, gleichfalls ein Kalkschlamm, der jedoch neben Foraminiferenschalen auch Kalkgehäuse von Pteropoden und verwandten Organismen in größerer Zahl enthält. Er hat nur eine beschränkte Verbreitung.

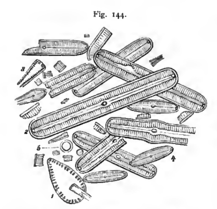
Fig. 143.



Haliomma, eine Radiolarie (100 mal vergrößert).

Radiolarienerde und Diatomeenerde. Neben den kalkabsondernden, frei an der Oberfläche des Oceans lebenden und hier mit den Wellen treibenden Organismen treten auch solche auf, die Kieselsäure ausscheiden. Es sind das einerseits Radiolarien, die ein wunderbar regelmäßig gestaltetes Kieselskelett aufbauen, andererseits Kieselalgen — Diatomeen. Die Radiolarienerde ist ein Kieselschlamm; sie pflegt rötlich, braun oder gelblich zu sein und geht bis in die tiefsten Tiefen der Oceane. Die Diatomeenerde ist in nassem

Fig. 144.



Diatomeen aus der Kieselguhr (Diatomeenerde) der Soos bei Eger (stark vergrößert).
1. Surirella striatula. 2. Pinnularia viridis. 3. Gomphonema truncatum. 4. Navicula gibba. 5. Melosira (Gallionella) distans.

Zustand gelblich, getrocknet weiß. Beide Ablagerungen sind im Vergleich zur Globigerinenerde wenig verbreitet. Radiolarienerde tritt mehrfach im stillen Ocean auf; Diatomeenerde scheint, nach den allerdings wenig zahlreichen Beobachtungen zu urteilen, im antarktischen Meer eine große Rolle zu spielen.

Roter Tiefseethon. Außer den geschilderten organogenen Tiefseeablagerungen trifft man auf dem Grund der Oceane, gerade die größten Tiefen einnehmend, einen Thon, der knetbar und vollkommen kalkfrei ist. Nach seiner rötlichen und bräunlichen Farbe wird er als roter Thon bezeichnet. Sein Hauptgebiet liegt in Tiefen von mehr als 4000 *m*. Murray deutet ihn als das Zersetzungsprodukt von Thonerdesilikaten vulkanischer Produkte, die teils von unterseeischen, teils auch von festländischen Eruptionen stammen und als vulkanische Asche durch die Luft oder als Bimstein im Wasser weit vertragen worden sein sollen. Ganz untergeordnet beteiligt sich an seiner Zusammensetzung auch kosmischer Staub. In großer Zahl finden sich Braunsteinknollen. Organische Überreste fehlen bis auf die sehr harten Zähne von Haien und Gehörknochen von Walfischen. Dagegen findet sich im Bereich des roten Thones auch keine Spur von weicheren Knochen und Knorpeln der Fische; offenbar werden diese Teile in jenen Tiefen von dem kohlensäurehaltigen, unter hohem Druck stehenden Wasser aufgelöst. Diese Auflösung braucht gar nicht rasch zu erfolgen; denn der rote Tiefseethon wächst ganz außerordentlich langsam, so dass ein zu Boden gesunkener Knochen überaus lange Zeit, viele Tausende von Jahren, vom Wasser umspült werden kann, ehe er zugedeckt wird. Als Beweis hierfür muß gelten, dass das Scharrnetz mit der allerobersten Schicht des roten Thons Zähne von *Carcharodon* emporgehoben hat, einem Riesenhai, von dem Überreste nur aus der Tertiärperiode bekannt sind. Die gesamte seit der Tertiärzeit niedergeschlagene Thonschicht dürfte nur wenige Centimeter mächtig sein. Während sich der rote Thon als das landfernste Sediment ganz außerordentlich langsam absetzt, wachsen die terrigenen Ablagerungen überaus rasch. Die Geschwindigkeit der Ablagerung der organogenen Erden dürfte in der Mitte stehen.

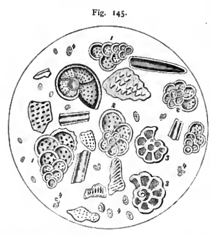
Zusammenfassende Übersicht der marinen Sedimente. In der nachfolgenden kleinen Tabelle stellen wir nach J. Murray die marinen Ablagerungen zusammen mit Angabe ihres Gehalts an kalkhaltigen und kieselhaltigen Organismen, sowie an Substanzen anorganischen Ursprungs, ferner die mittlere Tiefe, in der die Ablagerungen beobachtet worden sind, und die Areale, die sie bedecken.

	Bestandteile in Procenten			mittlere Tiefe *m*	Areal Mill. *qkm.*
	Organogener Kalk	Organogene Kieselsäure	Anorganische Bestandteile		
I. Litorale Ablagerungen					0.2
II. Seichtwasserablagerungen					25.9
III. Terrigene Tiefseeablagerungen					
Korallensand	87	5	8	320	6.6
Korallenschlamm	86	1	13	1350	
Vulkanischer Sand	29	1	70	440	1.6
Vulkanischer Schlamm	20	2	78	1890	
Grüner Sand	50	8	42	820	2.2
Grüner Schlamm	25	14	61	940	
Roter Schlamm	32	1	67	1140	0.3
Blauer Schlamm	12	3	84	2580	37.6
IV. Pelagische Tiefseeablagerungen					
Pteropodenerde	79	3	18	1910	1.0
Globigerinenerde	64	2	34	3740	128.3
Diatomeenerde	23	41	36	2700	28.2
Radiolarienerde	4	54	42	6020	5.9
Roter Thon	7	2	91	4990	133.4

Dass die Arealangaben nur rohe Näherungswerte sein können, liegt auf der Hand, schon weil die Verbreitungsgebiete der verschiedenen Sedimente nicht scharf von einander zu scheiden sind, geht doch oft ein Sediment in ein anderes über. So enthält die Globigerinenerde auch die Bestandteile des roten Thons; nur treten sie gegenüber den Foraminiferen ganz zurück. Dasselbe ist mit den Foraminiferen in den terrigenen Ablagerungen der Fall.

Alte Äquivalente der heutigen Meeressedimente. Weit verbreitet sind in der geologischen Schichtfolge der Erde terrigene Sedimente. Ein großer Teil der Sandsteine, vor allem aber die Schieferthone und Thonschiefer sind dieser Entstehung, wenn sich auch hie und da durch nachträgliche Verfestigung die Ähnlichkeit etwas verwischt hat. Auch alte Absätze von Foraminiferenerde sind bekannt; ein vollkommenes Analogon der heutigen Globigerinenerde ist die weiße Schreibkreide (Fig. 145);

Fig. 145.



Mikroskopisches Bild der weißen Schreibkreide von Meudon bei 300facher Vergrößerung. 1. Textularia. 2. Globigerina. 3. Rotalia. 4. Coccolithen.

größer sind die Foraminiferen, die den Fusulinenkalk des Karbons zusammensetzen, noch größer diejenigen des Nummulitenkalkes. Aber noch viele andere Absätze von kohlensaurem Kalk, wahrscheinlich überhaupt ein großer Teil sämtlicher Kalksteine der Erde, dürften einer ähnlichen Entstehung sein. Wie heute inmitten der Globigerinenerde untergeordnet auch Kieselpanzer von Radiolarien auftreten, so findet sich in der Kreide zu Knollen vereinigt Kieselerde. Korallenkalk ist oft gefunden worden; er setzt mehrfach gewaltige Gebirgsstöcke zusammen, die direkt als alte Koralleninseln gedeutet werden, so in den Südtiroler Dolomiten. Doch hat diese besonders von v. Richthofen und v. Mojsisovics vertretene Anschauung noch immer einzelne Gegner. Ganz auffallend treten dagegen in den alten Schichten rote Thone von der Art des roten Tiefseethons zurück.

Dritter Abschnitt.

Die Formen der festen Erdrinde.

Wir haben die Vorgänge erörtert, die an der Ausgestaltung der Formen der festen Erdrinde arbeiten; wenden wir uns nun diesen selbst zu. Ein Blick auf die Weltkarte läßt uns eine Fülle von Formen erkennen, die sich in der mannigfachsten Weise gruppieren und vor allem die verschiedenste Größe besitzen. Ein oceanisches Becken stellt uns eine Form ganz anderer Größenordnung dar, als etwa ein Seebecken oder ein Thal. Die wie ein Block sich aus den Tiefen der umgebenden Oceane heraushebende Masse der alten Welt gehört einer anderen Größenordnung an, als etwa ein Hügel oder ein Berg oder selbst ein Gebirge. Diese Verschiedenheit des Größenranges der Formen zeigt sich auch darin, dass die kleinen Formen in den großen auftreten, denen sie untergeordnet sind. Auf dem Kontinentalblock der alten Welt treffen wir zahlreiche Gebirge und Senken, in den Gebirgen wiederum Kämme, Thäler und Becken. Daher empfiehlt es sich nach Pencks Vorgang mehrere Formenkategorieen zu unterscheiden, nämlich in aufsteigender Folge:

1. Die kleinen Formen (Grundformen) der Landoberfläche: Ebene, Stufe, Berg, Thal, Becken und Höhle. Sie gruppieren sich zu Landschaften: Ebenenlandschaft oder auch einfach Ebene, Stufenlandschaft, Berglandschaft, Thallandschaft, Beckenlandschaft.

2. Die großen Formen der Landoberfläche: Gebirge, Tafelländer und Senken.

3. Kontinentalblock und Tiefseeregion.

Scharf von einander geschieden sind allerdings diese Kategorieen ebenso wenig, wie die einzelnen Formen einer Kategorie. So klar die typischen Formen sind, so giebt es doch überall Übergänge. Die obige Klassifikation ist eben, wie jede Klassifikation, nicht natürlich, sondern nur der Natur möglichst angepaßt. Wir müssen uns dessen stets bewußt bleiben. Wir werden zunächst die Formen größter Ordnung, also den Gegensatz von Kontinentalblock und Tiefseeregion erörtern. Daran wird sich eine Schilderung der Formen der Küste als der Grenzzone zwischen Land und Meer und eine solche des Meeresbodens und der Inseln anschließen. Hierauf werden wir zur Betrachtung der Formen der Landoberfläche übergehen.

Stets werden wir, so weit es möglich ist, unser Hauptaugenmerk auf die Entstehung der Formen und ihre Umwandlung richten und so einen Einblick in die Entwicklung der Formen der Erdkruste zu erhalten suchen. Wir werden dabei sehen, dass es im wesentlichen dreierlei Arten von Vorgängen sind, welche an der Erdoberfläche zur Neubildung von Formen führen: Formen entstehen erstens dadurch, dass Gesteinsmaterial entfernt wird; man kann sie mit dem Werk des Bildhauers vergleichen, der aus einem Marmorblock ein Kunstwerk meißelt; das sind die ausgearbeiteten oder Skulpturformen. Formen entstehen zweitens, wo Gesteinsmaterial abgesetzt oder abgelagert wird; das sind die aufgesetzten oder aufgeschütteten oder Akkumulationsformen. Endlich bilden sich Formen durch Verschiebungen der festen Erdrinde, durch Dislokationen; das sind die aufgebauten oder Dislokationsformen.*)

Kontinentalblock und Tiefseeregion.

Der hervorstechendste Zug im Antlitz der Erde beruht im scharfen Gegensatz von Wasser und Land; er ist nicht zufällig, sondern in der Gestalt der Erdkruste begründet: die Oceane sind nicht etwa Ansammlungen von Wasser in flachen Vertiefungen, sondern bergen die zusammenhängenden tiefgelegenen Krustenteile und heben sie nur wirksamer durch ihr Dasein von den hochgelegenen ab. Die Scheidung der hochgelegenen und der tiefgelegenen Gebiete ist sauber und klar; jede Weltkarte, die die Tiefen des Meeres darstellt, zeigt das.**) Denken wir uns die Masse des Meeres entfernt, so dominieren auf der Krustenoberfläche sichtlich zwei Höhenstufen. 26 % der Oberfläche liegen nach A. Penck zwischen 1000 *m* Höhe über und 200 *m* Tiefe unter dem Meeresspiegel und 51 % zwischen 3000 und 6000 *m* Tiefe. Nur 7 % ragen über die Isohypse von 1000 *m* empor, 2 % senken sich unter die Isobathe von 6000 *m* hinab und 14 % entfallen auf die Tiefen zwischen 200 und 3000 *m*.***)

*) An dieser Stelle citieren wir einige hervorragende Werke, die von der Morphologie der Erdoberfläche handeln. Ein Werk, das in Deutschland die wissenschaftliche Morphologie, die nicht von ganz zufälligen äußern Merkmalen wie Größe, Höhe und ähnlichem ausgeht, sondern das Wesen der Formen in ihrer Entstehung sucht, eigentlich erst begründet hat, ist F. v. Richthofens «Führer für Forschungsreisende» (Berlin 1886). Ein schon durch die umfassendste Berücksichtigung der gesamten Litteratur bedeutsames und in mannigfacher Beziehung grundlegendes Werk ist Pencks «Morphologie der Erdoberfläche» (Stuttgart 1894. 2 Bände); wir werden demselben vielfach folgen. Ferner seien noch genannt G. de la Noë et E. de Margérie: *Les formes du terrain, Service géographique de l'armée.* Paris 1888; A. Supan: Grundzüge der physischen Erdkunde. 2. Auflage. Leipzig 1896; endlich A. de Lapparent: *Leçons de geographie physique.* Paris 1896.

**) Z. B. die Tafeln zu S. 230 der Abteilung I.

***) Die Isobathe (d. i. Linie gleicher Tiefe unter dem Meeresspiegel) von 2500 *m* entspricht ungefähr derjenigen Höhe, die die Erdkruste einnehmen würde, wenn sie vollkommen eingeebnet würde, also kurz der mittleren Höhe der Erdkruste.

So tritt deutlich eine Kontinentaltafel in Gegensatz zum Tiefseeboden; beide sind durch einen verhältnismäßig steilen Abfall, den Kontinentalabhang, von einander getrennt: blockförmig erhebt sich die Kontinentaltafel über dem Tiefseeboden. Man spricht daher geradezu von einem Kontinentalblock und stellt ihn in Gegensatz zu der Tiefseeregion. Dem Kontinentalblock gehören alle Gebiete an, die über der Isobathe von 3000 *m* liegen, d. i. 46.7 % der Krustenoberfläche, der Tiefseeregion alles darunter gelegene, d. i. 53.3 %.

Zusammenhängend dehnt sich der Kontinentalblock aus; die alte wie die neue Welt gehört ihm an; durch unterseeische Rücken sind beide über Island und über die Aleuten und die Behringsstraße mit einander verknüpft. Nach Süden springt der Block in drei Lappen, die die Kontinente Südamerika, Afrika und Australien tragen, weit vor. Zusammenhängend ist auch die Tiefseeregion; immerhin gliedert sie sich durch Einschnürung deutlich in die drei Becken des atlantischen, des indischen und des pacifischen Oceans.

Nur ein Teil des Kontinentalblocks ragt über die Meeresoberfläche empor; manche randlichen Teile sind vom Wasser überflutet; es greift das Meer hier auf den Kontinentalblock über. Flache übergreifende Meere, wie sie die Nordsee, die Ostsee, das Meer über den Neufundlandbänken u. s. w. darstellen, hat man Transgressionsmeere genannt. Dann treten auch inmitten des Kontinentalblockes tiefe beckenförmige Einsenkungen auf, die gleichfalls von Meeren, sog. Ingressionsmeeren, eingenommen sind. Das größte Ingressionsmeer ist das nördliche Eismeer, in dem Nansen Tiefen bis zu 3900 *m* maß. Andere Beispiele sind das amerikanische Mittelmeer (Golf von Mexiko und karibisches Meer), das mittelländische und das schwarze Meer, das australasiatische Mittelmeer mit seinen zahlreichen einzelnen Becken (Sulusee, Celebessee, Bandasee), die verschiedenen Meere zwischen dem asiatischen Festland und den östlich vorliegenden Inselketten u. s. w.

Wie der Kontinentalblock in den Ingressionsmeeren Vertiefungen, so weist die Tiefseeregion stellenweise Anschwellungen auf, die in den Höhenbereich des Kontinentalblocks emporragen und als Inseln über Wasser erscheinen. Die größte derartige Aufragung, ein kleiner Kontinentalblock für sich, ist das antarktische Land, über dessen Ausdehnung wir freilich noch wenig wissen.

Bemerkenswerter Weise treffen wir die tiefsten Tiefen nicht in der Mitte, sondern mehr am Rande der Oceane und ebenso die höchsten Höhen mehr am Rande des Kontinentalblockes; gerade hier liegen auch die Ingressionsmeere. So stellt sich der Kontinentalabhang mit den ihm benachbarten Teilen der Kontinentaltafel und der Tiefseeregion als eine Zone raschesten Höhenwechsels dar.

Die Herausbildung des Gegensatzes zwischen Kontinentalblock und Tiefseeregion führt sich zweifelsohne auf endogene Vorgänge zurück.

Allein da gerade die Kante des Blocks unter Transgressionsmeeren verborgen ist, läßt sich das nur zum kleinen Teil durch Beobachtungen belegen. In den über Wasser unweit der Kante gelegenen Landstrichen sind immerhin häufig genug solche Dislokationen wahrgenommen worden, so am Westrand Amerikas, in Japan, an der Westküste Vorderindiens, mehrfach an der europäischen Küste. Auch die Ingressionsmeere sind nachweislich tektonischen Ursprungs. Nur in der Ausgestaltung der Einzelheiten spielen exogene Vorgänge mit. Vor allem führt sich das Vorherrschen der unweit des Meeresspiegels gelegenen Gebiete der Landoberfläche direkt auf exogene Vorgänge zurück. Die Abtragung, insbesondere durch das fließende Wasser, vernichtet auf dem Lande im Laufe der Zeit große Unebenheiten und schafft stets weite sich sanft zum Meer abdachende Flächen. Andererseits baut sich der abgespülte Schutt von der Küste ins Meer hinaus und vergrößert so den Kontinentalblock.*) Kein Zufall dürfte es sein, dass dessen Kante so häufig gerade in der Tiefe liegt, bis zu der die Wellen den Untergrund aufzurühren und so eine Erosion auszuüben vermögen. So ist sichtlich die Höhenlage des Meeresspiegels für das Dominieren der Flächen zwischen 200 *m* Tiefe und 1000 *m* Höhe verantwortlich zu machen.

Wenn auch der tektonische Ursprung des Kontinentalblocks und der Tiefseeregion feststeht, so ist doch die Zeit der Herausbildung dieses Gegensatzes noch sehr streitig. Während J. D. Dana, A. Geikie, A. R. Wallace u. A. den Kontinenten ein sehr hohes Alter zuschreiben und die Entstehung der Oceane in eine weit entlegene geologische Periode versetzen, sind Ch. Lyell, Mellard Reade, W. T. Blanford, in neuerer Zeit besonders H. v. Ihering, Hutton und Stoll für ein jugendliches Alter der heutigen Verteilung von Kontinent und Tiefsee eingetreten. Eine vermittelnde Stellung nehmen E. Suess und M. Neumayr ein. Beide schreiben dem pacifischen Ocean ein sehr hohes Alter zu, erklären ihn also innerhalb langer Zeiträume für permanent, während der atlantische Ocean erst am Schluß der mesozoischen Ära sich gebildet haben soll. Noch für die Jurazeit nimmt Neumayr die Existenz eines großen brasilianisch-afrikanischen Kontinents im südatlantischen Ocean und ebenso diejenige einer ausgedehnten Landmasse im nordatlantischen an (vgl. die Karte S. 73). Für die jüngere Kreidezeit hat dagegen Kossmat die Ausdehnung des atlantischen wie des indischen Oceans in ihren heutigen Grenzen ziemlich sicher nachgewiesen.

Für ein hohes Alter der Kontinente, dessen Annahme die Anerkennung einer gewissen Permanenz der Oceane und Kontinente bedingen würde, sprechen in der That eine Reihe von Erscheinungen. Weit ausgedehnte Landflächen sind nachgewiesener Maßen geologisch gesprochen seit sehr langer Zeit Land, so große Teile von Vorderindien, von China, am Kap, in Brasilien, auch in Nordamerika. Penck schätzt, dass im

*) Doch darf die Bedeutung dieses Vorgangs nicht überschätzt werden (siehe S. 289).

ganzen an 26.000.000 *qkm* Land seit der palaezoischen Ära nicht mehr untergetaucbt worden sind. Aber auch in Gebieten, wie Europa, die häufig und längere Zeit vom Meer eingenommen gewesen sind, dominieren durchaus die Absätze flacher Transgressionsmeere. Wo Tiefseeablagerungen auftreten, hat doch deren Verfolgung meist ergeben, dass sie nicht im offenen Ocean, sondern in tiefen Ingressionsmeeren zur Ablagerung kamen. Vor allem fehlt in der Schichtserie, die sich am Aufbau der Kontinente beteiligt, bis auf einige noch nicht vollkommen sichergestellte Reste, die echteste aller Tiefseeablagerungen, der rote Tiefseethon. Die Gegner der Permanenz der Oceane und Kontinente weisen dagegen darauf hin, dass die Verbreitung von Organismen uns oft so merkwürdige Thatsachen zeigt, dass deren Erklärung nur durch die Annahme gewaltiger noch in der jüngsten Vergangenheit erfolgter Umsetzungen von Wasser und Land möglich sei. Dass der indische Ocean in der That jugendlichen Alters sei und noch in mesozoischer Zeit Afrika, Madagaskar, Vorderindien und Australien einen zusammenhängenden Landkomplex bildeten, sollen tiergeographische und geologische Befunde mit ziemlicher Sicherheit erweisen. Aber auch das hohe Alter des pacifiscben Oceans wird angetastet: eine ganze Reihe tiergeographischer Thatsachen zwinge förmlich zur Annahme, dass vor relativ kurzer Zeit eine breite Landbrücke Südamerika und Australien verband.

Morphologie des Meeres.

Die Küsten.

Als Küste bezeichnet man den unmittelbaren Abfall des Landes gegen das Meer hin; sie ist die Zone, in der Wasser und Land zusammenstoßen. Ist der Abfall des Landes steil, so spricht man von einer Steilküste, vollzieht er sich ganz allmählich, von einer Flachküste. Eine Steilküste wird oft, wie in Norwegen, einfach durch den Abfall des Gebirges gebildet; oft ist sie auch nur eine Wirkung der Brandung, die in das sanft sich zum Meer senkende Land einen Strand mit Kliff einnagte. Je nachdem das Kliff weiter zurückliegt und der Strand breiter oder schmäler ist, wechselt der Charakter der Küste. Auch Flachküsten können sehr mannigfacb gestaltet sein, je nachdem ein Strandwall oder Dünen vorhanden sind oder fehlen.

Der Verlauf der Küste in seinen großen Zügen führt sich auf Dislokationen zurück. Dabei kann die Lage der Küsten zu den Erhebungen des Landes und den sie bedingenden Dislokationen sehr mannigfach sein. Eine ausgesprochene Längsküste ist die Westküste von Amerika; sie folgt genau dem Streichen der süd- und der nordamerikanischen Cordilleren. Auch das Ostgestade Asiens und Australiens muß als Längsküste

aufgefaßt werden, sobald wir nicht die Küste des Festlandes, sondern die der Inselguirlanden ins Auge fassen, die dem Festland nach Osten hin vorgelagert sind. So kehren rings um den pacifischen Ocean Längsküsten wieder; Suess hat daher diesen Küstentypus den pacifischen genannt; er führt sich auf Faltung oder Längsbrüche zurück. Auch sonst begegnen wir Längsküsten, so an der Westküste der Balkanhalbinsel (Dalmatien). Ganz anders ist die Ostküste der Balkanhalbinsel gestaltet — sie ist eine Querküste, denn sie zieht quer zum westöstlichen Streichen der Schichten. Querküsten, die Querbrüchen entsprechen, herrschen im Bereich des atlantischen Oceans vor; Suess spricht daher geradezu von einem atlantischen Küstentypus. Neben diesen Haupttypen begegnen wir noch verschiedenen anderen Formen. Die Westküste Italiens z. B. ist zwar im großen eine Längsküste; im einzelnen aber greift das Meer in halbkreisförmigen Golfen, die Kesselbrüchen entsprechen, in das Land. Das bewirkt eine gewisse Gliederung, während im allgemeinen Längsküsten sehr wenig gegliedert sind, weit weniger als Querküsten. Kesselbrüche spielen auch an Querküsten mehrfach eine wichtige Rolle, so an der Ostküste der Balkanhalbinsel und besonders in der Gestaltung der Halbinsel Morea.

Den Längs- und Querküsten gegenüber stellen wir mit v. Richthofen die neutralen Küsten. Hier liegen die Schichten horizontal; die Küsten haben daher weder eine longitudinale noch eine transversale, sondern eine neutrale Richtung. Dieser Art ist die Küste der vorderindischen Halbinsel, ein treffliches Beispiel einer neutralen, gleichwohl aber durch Brüche bedingten Hochküste. Als neutrale Flachküste oder Schwemmlandküste erscheint die Küste der großen nordchinesischen Ebene, ebenso diejenige von Norddeutschland, die Südküste der Vereinigten Staaten u. s. w.

Der Verlauf der Küste im einzelnen.*) Während die Küstenumrisse im großen meist ein Werk endogener Vorgänge sind, ist der Verlauf der Küsten im einzelnen durchaus von exogenen Vorgängen ausgearbeitet. In Gegensatz zu einander treten glatte Küsten und gebuchtete Küsten.

Glatte Küsten finden sich an Küstenebenen und sind besonders vollkommen, wo sie als Flachküsten entwickelt sind. Es giebt zwar auch Steilküsten, die wie diejenige der Normandie im großen einen glatten Verlauf besitzen; allein im einzelnen sind sie doch etwas zersägt: ganz flach gekrümmte kleine Baien wechseln in rascher Folge mit schwach vorspringenden Kaps. Die glatten Flachküsten ziehen zwar gleichfalls in landeinwärts schwach gekrümmtem Bogen dahin; allein die Bogen sind lang und die Küste ist gerade im einzelnen überaus glatt, wie z. B. die Küste der Landes in Frankreich; meist begleiten ein Strandwall oder Dünen das Gestade. Glatte Küsten sind stets ein Werk des Meeres; sie stellen das Endziel dar, dem das Meer durch Brandung und Küstenströmungen die

*) Eine sehr eingehende Klassifikation der Küsten nach ihrer Entstehung gab Philippson.

Küste zuzuführen strebt (vgl. S. 262). Besonders rein zeigen sie sich, wo Anschwemmungen durch das Meer erfolgen. Sie sind stets arm an Inseln zumeist geradezu insellos, wie die Küste von Languedoc und die der Gascogne. Etwa früher vorhandene Inseln sind entweder durch die Brandung abgetragen oder durch Anschwemmung landfest gemacht worden. Wie dieser Vorgang sich vollzieht, ist trefflich an der Küste von Toskana zu erkennen. Der Monte Massancello und der Monte Argentario sind zwei durch Anschwemmungen landfest gewordene Inseln. Heute bilden sie Kaps, an denen die Brandung nagt, während die zwischenliegenden Buchten sich allmählich durch Anschwemmungen ausfüllen. Es strebt die Brandung hier nach einer Ausgleichung der Küste. F. v. Richthofen hat daher solche Küsten Ausgleichsküsten genannt. Einer anderen Form einer in Bildung begriffenen glatten Küste begegnen wir an der deutschen Ostseeküste. Hier sind Buchten durch Nehrungen fast ganz vom Meer abgeschnürt und in Haffe verwandelt worden; es tritt eine glatte, von den Nehrungen gebildete Außenküste in einen gewissen Gegensatz zu der gebuchteten Innenküste. Die Haffe können schließlich in Küstenseen verwandelt werden, wie an der französischen Küste westlich der Rhonemündung, wo zahlreiche Etangs die ursprüngliche gebuchtete Innenküste noch erkennen lassen.

Nicht immer ist das Vorhandensein einer gebuchteten Innenküste das Zeichen einer in Bildung begriffenen glatten Küste; es kann auch die Folge der Zerstörung einer glatten Küste sein. Das ist an der Wattenküste Nordwestdeutschlands der Fall. Einst verlief die Küste, wie noch heute der Außenrand der friesischen Inseln erkennen läßt, völlig glatt. Da wurde infolge einer allmählichen Senkung des Landes die schützende Dünenkette von Sturmfluten durchbrochen (siehe S. 262); dabei geriet das Hinterland unter Wasser und es entstand eine buchtenreiche Innenküste. Weiter im Süden in der Provinz Holland hat sich die glatte Küste noch bis heute erhalten. Ähnlicher Entstehung ist auch die Boddenküste an der westlichen Ostsee.

Den Typus der gebuchteten Küsten stellen in besonders prägnanter Form die Fjordküsten dar. Fjordküsten finden sich nur, wo ein hohes, von Thälern tief zerschnitteues, seenreiches Gebirge unmittelbar ans Meer herantritt. Typisch ist die Fjordküste Norwegens. Die Thäler des skandinavischen Gebirges sind zwischen hohe tafelförmige Berge eingesenkt und oft von ihren Nachbarn nur durch niedrige Thalwasserscheiden getrennt; zahlreiche Seebecken finden sich in ihnen. Diese Formen setzen sich in den Fjorden unter den Meeresspiegel fort. Auch die Fjorde sind gewunden und verästelt wie die Thäler; dabei wechselt ihre im Vergleich zur geringen Breite meist bedeutende Tiefe, so dass wir deutlich an ihrem Boden Becken erkennen können. Der Hardanger Fjord ist 174 *km* lang, seine größte Tiefe beläuft sich auf 800 *m*. Noch länger ist der Sogne Fjord, dessen Tiefe sogar 1242 *m* erreicht, während

sich unterhalb eine Schwelle bis auf 158 *m* dem Meeresspiegel nähert. Gerade am Ausgang der Fjorde zeigen sich oft unterseeische Rücken. Alles das lehrt, dass die Fjorde nichts anderes als untergetauchte Thal- und Seenlandschaften sind. An Stelle des Thalnetzes treffen wir ein Netz von gewundenen Meeresarmen und -Straßen, zwischen denen sich zahllose gebirgige Inseln erheben. Die Erhaltung der Fjorde wird in hohem Grade durch die Geschiebearmut der einmündenden Flüsse begünstigt, die sich alle in Seen klären, ehe sie den Fjord erreichen. So ist von einer nennenswerten Zuschüttung nicht die Rede. Die Seen aber sind ebenso wie die Becken am Boden der Fjorde ein Werk der Gletscher, die in der Eiszeit Skandinavien bedeckten (vgl. unten S. 345). Da Seen außerhalb des Gebietes der diluvialen Vergletscherung in regenreichen Klimaten durchaus fehlen, so kann es uns nicht Wunder nehmen, wenn wir echte Fjorde, d. h. versenkte Thäler mit Becken an ihrem Boden nur an früher vergletscherten Küsten antreffen. Fjordküsten sind daher besonders in höheren Breiten verbreitet und nähern sich dem Äquator nur bis auf 40° von Süden und von Norden.*) Wir begegnen ihnen an der Küste Schottlands, ferner an der Westküste Nordamerikas polwärts des Columbiaflusses, an der Westküste Südamerikas polwärts von Chiloe, auf der Südinsel von Neuseeland, vor allem in allen polaren Ländern.

Den Fjordküsten nahe stehen die Riasküsten; den Namen entlehnte v. Richthofen der spanischen Nordwestküste, wo langgestreckte, gleichfalls im Grundriß an Thäler erinnernde Buchten, die sich seewärts verbreiteren und bis zu 30 *km* weit ins Land eingreifen, Rias genannt werden. Von den Fjorden unterscheiden sich die Rias durch ihren ebenen Boden. Wie bei den Fjorden liegt stets in der Verlängerung einer Rias ein Thal, das meist von einem kurzen und darum geschiebearmen Fluß durchströmt wird; auch die Rias sind daher verhältnismäßig vor Verschüttung geschützt. Sie treten besonders an Küsten mit Mittelgebirgen oder auch an Küsten von Flachland auf und vertreten die Fjorde an den Gestaden, die in der Eiszeit nicht unter Eis begraben waren. Außer an der Nord- und Nordwestküste Spaniens erscheinen Riasküsten in der Bretagne, in Cornwallis, an der brasilianischen Ostküste unweit Rio, an der chinesischen Südküste und an vielen anderen Orten. Stets sind sie inselreich, wenn auch nicht in dem Maße wie die Fjordküsten. Die Entstehung der Riasküsten dürfte, wie die der Fjordküsten, in der Mehrzahl der Fälle auf eine Versenkung von Thälern unter den Meeresspiegel zurückzuführen sein. F. v. Richthofen nimmt auch eine erhebliche Mitwirkung des Meeres an; ohne Zweifel ist besonders der Eingang in die Buchten oft durch Brandung modificiert; auch dürften starke Gezeiten

*) Gerade die einst vergletscherten Küsten zeigen allerdings heute nicht Spuren einer Senkung, sondern solche einer Hebung (siehe S. 145). Allein eine bedentende Senkung ist, wie die hohen Strandlinien zeigen, dieser Hebung vorausgegangen. Die Fjordküsten Norwegens sind also nicht sinkende, sondern gesunkene und noch nicht wieder vollkommen aufgetauchte Thal- und Seelandschaften.

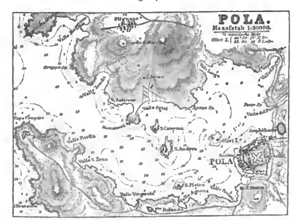


zur Ausspülung der Rias beitragen; allein als Werk des Meeres lassen sich die Rias wohl nicht deuten.

Eine besondere, jedoch den Rias nah verwandte Küstenform besitzt Dalmatien. Auch hier sind sichtlich Thäler durch eine Senkung unter Wasser geraten, und zwar Längsthäler; dadurch sind die Ketten des Gebirges in der Küste parallel gestreckte Inseln aufgelöst. Wieder einen anderen Küstentypus zeigt die Baleareninsel Mallorca: die Küste ist förmlich gezähnt, eine Folge der zahllosen Schluchten, die an ihrem unteren Ende unter Wasser gesetzt und durch die Brandung weiter ausgestaltet sind (Calaküste). Ist die Zahl der Schluchten gering, wie an der Wüstenküste



Fig. 146.



Die Bucht von Pola (Beispiel einer Riasküste). Nur die Kliffe unmittelbar am Gestade sind ein Werk der Brandung, die ganze Bucht im übrigen ein versenktes Thal.

Arabiens, so begegnet man unter Wasser gesetzten Thälern nur in größern Abständen, während zwischen ihnen die Küste mehr glatt verläuft (Schermküste).

Dass die geschilderten Typen der gebuchteten Küsten sich in erster Reihe auf eine Versenkung des Landes zurückführen lassen, wobei das Meer von auf dem Lande entstandenen Hohlformen Besitz nahm, hat schon Dana erkannt. Gebuchtete Küsten sind daher ein Zeichen für eine erfolgte Senkung des Landes bezw. eine Hebung des Meeresspiegels. Dass wir ihnen so überaus häufig begegnen, führt Penck auf die am Schluß der Eiszeit infolge des Schmelzens der Gletscher eingetretene Auffüllung des Meeres mit Wasser zurück. Wenn auch an exponierten Teilen der gebuchteten Küsten die Brandung energisch arbeitet, so vermag sie allein doch nur selten und dann immer nur flache, höchstens halbkreis-

förmige Buchten zu schaffen. Das Meer ist weit mehr ein Feind der gebuchteten Küsten: abgetragen werden durch die Brandung die vorspringenden Teile, zugeschüttet durch Flüsse und Küstenströme die Buchten selbst. Die gebuchtete Küste wird in eine Ausgleichsküste und endlich, wenn nicht störende Eingriffe, z. B. durch Krustenbewegungen, erfolgen, in eine glatte Küste umgestaltet.

Die Formen des Meeresbodens.

Allgemeines. Nur über die Einzelheiten der Formen des Bodens der Flachsee sind wir gut unterrichtet; hier hat schon früh das praktische Bedürfnis der Seefahrt zahlreiche Lotungen veranlaßt. Überaus spärlich sind dagegen die Lotungen in der Tiefsee, so dass wir nur im großen über deren Formen orientiert sind. Zugute kommt uns dabei, dass hier der Meeresboden auf weite Flächen hin überaus eben ist; es fehlen hier die verschiedenen exogenen Vorgänge, vor allem die Thalbildung, die auf der Landoberfläche oft einen so raschen Wechsel der Höhen verursachen. Dazu haben die Sedimente, die sich am Boden der Meere niederschlagen, zu einer Milderung früher vorhandener Unebenheiten beigetragen.

Die mittlere Tiefe des Weltmeeres einschließlich aller Nebenmeere beträgt nach Karstens 3500 *m*. Der pacifische Ocean mit einer mittleren Tiefe von 3830 *m* ist am tiefsten; seine größte bekannte Tiefe, zugleich die größte überhaupt im Meer gelotete Tiefe, findet sich südlich von Tongatabu und beträgt 9427 *m*; sie liegt in einer wenig ausgedehnten Depression. Weit ausgedehnter ist die Tuscaroratiefe im nördlichen pacifischen Ocean, östlich der Kurilen, deren größte Tiefe 8515 *m* beträgt. Der atlantische Ocean hat nur eine mittlere Tiefe von 3160 *m* (größte Tiefe nördlich von Porto Rico 8340 *m*), der indische eine solche von 3590 *m* (größte Tiefe 6205 *m* südlich der kleinen Sundainseln; eine Tiefe von 6500 *m* ist in der benachbarten Bandasee, einem Ingressionsmeer, kürzlich gefunden worden).

Überblicken wir im großen die Formen des Meeresbodens,*) so erkennen wir ein starkes Vorherrschen allseitig geschlossener Beckenformen. Wir treffen Becken der verschiedensten Größe, oft eines neben dem andern, nur durch flache Anschwellungen von einander getrennt. Besonders prägnant zeigt sich das im Bereich des Kontinentalabfalls und in den Ingressionsmeeren. Allein am Ostrand der alten Welt zählen wir über zehn gewaltige Becken, nämlich von Norden nach Süden das Becken des Beringsmeers, das des ochotskischen Meeres, das des japanischen Meeres, die sogen. Tuscarora-Tiefe östlich der Kurilen, das Becken zwischen den Philippinen und den Marianen, das Becken des südchinesischen Meeres, der Sulusee, der Celebessee, der Bandasee u. s. w. Dabei gliedert sich

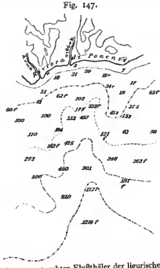
*) Wie sie uns die Karten S. 230 der Abteilung I darstellen.

jedes größere Becken selbst wieder in kleinere untergeordnete Becken. So muß die Beckenform als die typische Form des Meeresbodens gelten.

Der Boden der Flachsee. Die Flachsee, ihrer Höhenlage nach ein Teil der Kontinentaltafel, schaltet sich in ganz verschiedener Breite zwischen das Festland und das tiefe Meer ein. In geringem Abstand von der Küste und dieser durchaus parallel schlingt sich die 200 *m* - Isobathe, die meist die Grenze zwischen der Flachsee und dem beginnenden Abfall gegen die Tiefsee markiert, um Afrika herum. Oft aber schiebt sich die Kontinentaltafel als Bank unter Wasser weit hinaus ins Meer, so im Bereich von Großbritannien und Irland bis zu einer Entfernung von nahezu 1000 *km* vom nächsten Punkt des Festlandes. Ähnlich sind die Neufundlandbank, die Yukatan-Bank, die Honduras-Bank, die patagonische Bank. Hier hat überall die Flachsee eine sehr große Entwicklung.

In der Flachsee treten größere Unebenheiten infolge der bis zum Meeresboden sich geltend machenden Bewegungen des Wassers ganz zurück. Alle hochragenden Klippen werden allmählich durch das Hin- und Herbewegen der Geschiebe und Sandmassen abgescheuert und erniedrigt.*) Andererseits werden die terrigenen Sedimente durch die ständige Bewegung überaus gleichmäßig verteilt und so die Vertiefungen ausgefüllt. Freilich schaffen dafür auch die Gezeitenströme manche kleinere Unebenheiten. So treten mehrfach Sandbänke auf, die nahezu bis zum Meeresspiegel emporragen; oft sind sie, wie in der Nordsee, in Schwärmen angeordnet. Hier und da stellen sich große, flachgrubenförmige Vertiefungen ein, in der Nordsee Kulen genannt. Zwischen Inseln und in sehr flachen Meeresteilen, z. B. in den Wattenmeeren, spülen die Gezeiten geradezu am Meeresboden lange Rinnen aus oder halten solche offen.

Fig. 147.



Die untergetauchten Flußthäler der ligurischen Küste (nach Th. Fischer).

Doch nicht die ganze Flachsee trägt die Züge der Meereswirkung. So ist z. B. zwischen Schottland und Irland der Meeresboden von Gletschern ausgestaltet und eine regelrechte Rundhöckerlandschaft. An anderen Orten verraten die Formen deutlich, dass sie an der Landober-

*) So gewaltig der Einfluß der Brandung auf die Ausgestaltung der Einzelformen ist, so darf man doch gewiß nicht die ganze Flachsee als eine riesige Brandungsplattform auffassen, wie das Buchanan thut, eher schon mit v. Richthofen als Brandungsplattform mit anschließender Meerhalde.

fläche entstanden und nachträglich erst unter den Meeresspiegel getaucht wurden. Wie sich das in der Gestaltung der Küste äußert, schilderten wir schon oben. Selbst bis in erhebliche Entfernung von der Küste lassen sich am Boden der Flachsee Thäler verfolgen, wie sie nur von rinnendem Wasser auf dem Land gebildet worden sein können. Schon 40 *km* oberhalb seiner Mündung besitzt der Kongo eine Tiefe von 275 *m*, an seiner Mündung ist er 609 *m* tief und seine Thalrinne, die draußen im Meer volle 700 *m* tief in den Boden der Flachsee eingesenkt ist, läßt sich bis zu einer Tiefe von 1047 *m* verfolgen, wo sie die Flachsee verläßt. Es liegt hier ein großartiges ertrunkenes Thal vor. Submarine Thäler finden sich in der Verlängerung der an der amerikanischen Ostküste mündenden Flüsse, so z. B. des Hudson, dessen Thal am Meeresgrund nahezu 200 *km* weit zu erkennen ist. Bekannt ist das unterseeische Thal unweit der Adourmündung. Noch zahlreiche andere Fälle hat Linhardt zusammengestellt (Fig. 145).

Sanft vollzieht sich der Abfall von der Flachsee zur Tiefsee, nur wenige Grade beträgt die Böschung; gleich wohl ist sie weit steiler als die Böschung der Flachsee von der Küste fort. Die Flachsee hat also eine deutliche Kante. In die Tiefsee geht dagegen, wie es scheint, der Kontinentalabfall ganz allmählich ohne Absatz über.

Der Boden der Tiefsee. Eben wie unsere Tiefebenen ist auf weite Strecken hin die Tiefsee; doch fehlen steilere Böschungen nicht so vollkommen, wie man noch kürzlich glaubte. Allerdings fand das amerikanische Schiff Tuscarora im nördlichen pacifischen Ocean auf einer Strecke von mehreren Tausenden von Kilometern verschwindende Tiefendifferenzen und ähnliches wurde auch aus anderen Meeresteilen bekannt. Aber an submarinen Erhebungen der Tiefsee treten doch hier und da auch ganz gewaltige Abstürze auf. Bis zu einer Tiefe von nur 1170 *m* ragt im nördlichen atlantischen Ocean der submarine felsige Faraday-Hügel empor. Dieser Hügel ist geradezu so uneben wie eines der deutschen Mittelgebirge; bringt man benachbarte Lotungen mit einander in Beziehung, so ergeben sich hier Böschungen von 35, ja 55°. Analoge Verhältnisse sind an verschiedenen Orten festgestellt worden, wo Lotungen sich häufen. Nördlich der kanarischen Inseln erhebt sich die Daciabank aus 4000 *m* Tiefe bis zu einer Tiefe von nur 90 *m*. Die Böschung beträgt im Mittel 27°, wird aber dazwischen senkrecht. An vulkanischen Inseln sind Abfälle bis zu 50° beobachtet worden. Aber weit jäher noch stürzen manche Koralleninseln ab. So hat die Keelinginsel an einer Stelle zwischen 1000 und 2200 *m* Tiefe einen absolut vertikalen Abfall von 1200 *m* Höhe. Das sind Abstürze, wie sie sich in unseren Hochgebirgen nicht großartiger finden. So sind denn für den Boden der Tiefsee überaus steile Böschungen an den Erhebungen und andererseits überaus vollkommene weite Ebenheiten zwischen denselben charakteristisch.

Dass die Ebenheiten eine Folge der Sedimentation sind, die alle Vertiefungen auszufüllen strebt, ist wohl sicher. Aber wie erklären sich

die jähen Abstürze und steilen Böschungen der Erhebungen? Bei Koralleninseln läßt sich die Steilheit auf den Riffbau der Korallentiere zurückführen, bei vulkanischen Inseln auf Anhäufungen vulkanischer Gesteine. Eine Reihe von Abstürzen aber dürften wohl direkt durch tektonische Vorgänge verursacht sein. Dislokationen sind es fraglos, welche den Wechsel der Tiefen im Ocean hauptsächlich bedingen; auf sie führt sich auch im einzelnen das Relief der Ingressionsmeere zurück, das dazwischen, wie im amerikanischen Mittelmeer, von einer hervorragenden Unruhe ist. Detaillierte Tiefenkarten solcher Gebiete dürften von außerordentlichem Interesse sein, weil wir in ihnen Fingerzeige über die Formen erwarten dürfen, die Faltungen und Schollenbewegungen in Gebieten hervorrufen, welche der Abtragung durch exogene Vorgänge entzogen sind.

Die Inseln.

Insel heißt eigentlich jede über den Meeresspiegel emporragende, allseitig vom Meer umgebene, zusammenhängende Landfläche. Der Sprachgebrauch rechnet zwar die ausgedehntesten Landmassen nicht zu den Inseln, sondern stellt sie den letzteren als Festländer gegenüber. Nimmt man es genau, so ist aber auch die Festlandsmasse der alten Welt, die Asien, Europa und Afrika umfaßt, eine Insel. Ebenso bilden Nord- und Südamerika zusammen die Insel der neuen Welt; viel kleiner ist die Insel des australischen Festlandes. Diese drei Festlandmassen umfassen 125 Millionen *qkm* oder 93% der bekannten Landoberflächen.*) Demgegenüber beträgt das Areal aller Inseln im engern Sinn nur 9.7 Millionen *qkm* oder 7%. Die Mehrzahl, besonders alle großen unter ihnen, gruppieren sich um die Festländer, sie gehören dem Kontinentalblock an und sind, man möchte fast sagen, nur zufällig durch die Lage des Meeresspiegels vom Festland abgegliedert. Allein auf den eine fast ununterbrochene Brücke zwischen Asien und Australien bildenden austral-asiatischen Archipel entfallen 2.7 Millionen *qkm*, auf den arktisch-amerikanischen, dem wir Grönland zurechnen, 3.5 Millionen, auf beide zusammen also rund ²/₃ der ge-

*) Wir geben hier nach H. Wagner (1895) einige Arealangaben für die Kontinente.

Erdteile	Millionen *qkm* Festland	Inseln	Zusammen	Procent Inseln
Europa	9·22	0·79	10·01	7·4
Asien	41·48	2·70	44·18	32·8
Afrika	29·20	0·62	29·82	22·1
Australien	7·60	1·30	8·90	13·2
Nordamerika	19·98	4·07	24·06	17·8
Südamerika	17·63	0·15	17·78	6·7
Oceanische Inseln	—	0·08	0·08	0·0
Summa	125·12	9·71	134·83	100·0

Die unbekannten Polargebiete sind hierbei fortgelassen. Als Grenze zwischen Europa und Asien galt die politische Grenze, wie sie Rußland festgesetzt hat; zu Europa geschlagen wurden die Inseln Island, Spitzbergen, Franz-Josefs-Land und Nowaja Semlja.

samten Inselfläche. Dagegen sind die aus der Tiefsee sich erhebenden Inseln kleiner; ihre Fläche beträgt insgesamt kaum 100.000 *qkm*; die größte ist Hawaii mit 11.400 *qkm*; die 180 Inseln der Bermudagruppe umfassen zusammen nur 50 *qkm*.

Vielfach sind Versuche gemacht worden, die Inseln zu klassificieren. Gehen wir von morphologischen Gesichtspunkten aus, so ergiebt sich die Einteilung von Penck in Inseln, die dem Kontinentalblock angehören, und in Inseln der Tiefseeregion. Stellt man mit A. R. Wallace in den Vordergrund, ob die Insel je mit dem Festland in Landverbindung stand oder nicht, so hat man zwischen festländischen und ursprünglichen oder oceanischen Inseln zu unterscheiden. Diese Einteilung ist biologisch wichtig; sie entspricht einem fundamentalen Gegensatz in der Lebewelt; auf die festländischen Inseln konnten Tiere und Pflanzen zu Lande einwandern, als die Inseln noch mit dem Festland zusammenhingen; ihre Lebewelt unterscheidet sich daher wenig von der Lebewelt des Festlandes und zwar umsoweniger, je kürzere Zeit die Insel als solche existiert. Die ursprünglichen Inseln besitzen dagegen eine arme Flora und Fauna; ihre Besiedlung, die auch vom Festland aus erfolgen mußte, war ganz dem Zufall anheimgegeben, denn nur selten vermögen Pflanzen und Tiere bei ihrer Ausbreitung über die Erde weite Strecken des Meeres zu überspringen. Als dritte Einteilung bietet sich endlich die rein genetische dar. Wir folgen hier der morphologischen Einteilung und gruppieren innerhalb derselben die Inseln nach ihrer Genesis.

Die Inseln des Kontinentalblockes treffen wir teils dicht an der Küste als Küsteninseln; sie sind hier unselbständig in ihrem Auftreten und nur Teile der gebuchteten Küste. Teils erheben sie sich in einigem Abstand von der Küste aus der Flachsee wie Großbritannien und Irland, teils auch aus tiefen Ingressionsmeeren, wie die Antillen, und auf dem Kontinentalabhang, wie Neuseeland und die ganze Flucht der melanesischen Inseln von hier nordwärts bis Neu-Guinea, einschließlich der Vitiinseln und der Tongainseln. Bei weitem die meisten Inseln treten in Haufen oder auch in Reihen angeordnet auf.

Überaus verschieden ist die Entstehung der Inseln. Viele von ihnen sind durch Akkumulation gebildet; ihr Körper vom Boden des Meeres an bis zu ihrem Kulminationspunkt ist eine Neubildung. Alle diese Inseln sind im Sinne von Wallace ursprüngliche Inseln; man könnte sie aufgesetzte Inseln nennen. Selten erreichen sie eine bedeutende Größe. An der Mündung großer Ströme begegnet man mehrfach Inseln, die einfach aus Anschwemmungen entstanden sind (Anschwemmungsinseln). Auch Korallenbauten, die vom Boden der Flachsee bis zum Meeresspiegel wachsen, lassen Inseln entstehen, wie auf der Mosquito-Bank und bei Florida. Häufig sind vulkanische Inseln, die durch Anhäufung von Eruptionsprodukten in der Flachsee, vor allem an deren Rand, sowie in den Ingressionsmeeren und auf dem Kontinentalabhang aufgeworfen worden

sind. Die guirlandenförmig angeordneten Vulkaninseln Ostasiens bieten zahllose Beispiele. Selbst sehr große Inseln können sich durch vulkanische Eruptionen bilden: einzig und allein Laven und vulkanische Aschen bauen das 105.000 *qkm* umfassende Island auf.

Häufig sind in der Flachsee Inseln, deren Felsgerüst zwar schon lange in der heutigen Form als Erhebung bestand, die aber erst durch Strandverschiebungen zu Inseln wurden. So ist in unseren Tagen in der Ostsee unweit der esthländischen Küste zwischen Dagö und Worms die Klippeninsel Harrilaid aus dem Schoß des Meeres infolge der allgemeinen Hebung aufgetaucht, die sich in Skandinavien, Finnland und Esthland zeigt; früher bestand an derselben Stelle nur eine Untiefe. Die polaren Küsten bieten manche derartige Erscheinungen. Weit zahlreicher sind Inseln, die ihr Dasein einer Senkung des Landes bezw. einer Hebung des Meeresspiegels verdanken; sie waren ursprünglich Teile des Festlandes; durch eine Strandverschiebung geriet ihre Nachbarschaft unter Wasser und sie als höher ragende Gebiete wurden vom Festland abgegliedert und zu Inseln (Abgliederungsinseln). So entstanden nicht nur die verhältnismäßig kleinen Inseln der Fjordküsten und der Riasküsten, sondern auch große Inseln, wie Großbritannien, Irland und Neufundland. Beschleunigt wurde die Abgliederung in manchen Fällen durch die Wirkung der Brandung und der Gezeitenströme, die die verbindende Landenge durchnagten. Sie haben fraglos auch bei der Abgliederung Großbritanniens mitgewirkt.

In den Ingressionsmeeren, dann auch auf dem Kontinentalabhang begegnen wir Inseln, deren Körper ganz durch tektonische Prozesse, durch Faltung oder Schollenbewegung, gebildet worden ist. Auf ausgedehnte Einbrüche, zwischen denen einzelne inselförmige Pfeiler als Horste stehengeblieben sind, führt Neumayr die Bildung des griechischen Archipels zurück. Die Bruchlinien äußern sich zum Teil noch heute durch jähe unterseeische Abstürze. Auch Sardinien und Korsika sind dieser Entstehung. Anders ist nach Jukes-Browne und Harrison die Bildung der Antillen vor sich gegangen. Auf Barbados findet sich junger (wohl jungtertiärer) Riffkalk 300 *m* über dem Meeresspiegel und in seinem Liegenden Radiolarienerde, also ein Tiefseesediment, wie es heute in Tiefen von nicht weniger als 4000 *m* auftritt; das weist darauf hin, dass die die Insel zusammensetzenden Gesteine in jüngster Zeit eine gewaltige Hebung erfahren haben. Mit der Hebung ging eine Schiefstellung der Schichten Hand in Hand. Analoge Erscheinungen berichtet Guppy von den Salomonsinseln, wo recente Foraminiferenerde, wie sie heute in 1800 bis 3700 *m* Tiefe vorkommt, über Wasser gehoben ist, ferner Häckel von den Nikobaren und Lister von den Tongainseln. Vielleicht haben wir es hier mit gewaltigen Faltungen zu thun, bei denen die Häupter der Falten allmählich über dem Wasserspiegel emportauchen. Tektonischen Ursprungs sind fraglos auch die langen Rücken, auf denen die Inselguirlanden Ostasiens aufsitzen. Zwar sind sie meist durch das Meer der

Beobachtung entzogen; wo aber Teile über Wasser liegen, zeigen sich große Störungen des Gebirgsbaues. Auf gewaltige Faltungen und Verwerfungen ist die Insel Nipon mit ihren Nachbarn zurückzuführen; man hat es hier, wie auch in der Sundawelt, mit den zusammengebrochenen Teilen eines Gebirges zu thun. Tektonischen Ursprungs sind auch Neuseeland und Madagaskar; sie sind Reste früher weit ausgedehnter Landmassen. Madagaskar gehört, da es sich aus Meeren von erheblicher Tiefe erhebt, eigentlich nur noch lose dem Kontinentalblock an; das gilt auch zum Teil von dem aus krystallinischen Schiefern zusammengesetzten Viti-Levu und von den Tongainseln; doch liegen sie noch deutlich auf dem Kontinentalabhang, der hier bis zu großen Tiefen sich geltend macht.

Die Inseln der Tiefsee treten zu den Inseln des Kontinentalblocks dadurch in einen gewissen Gegensatz, dass sie ihrer Entstehung nach viel einförmiger sind. Ohne nennenswerte Ausnahme treffen wir unter ihnen nur vulkanische Inseln und Koralleninseln. Den ersteren gehören alle hochragenden oceanischen Inseln an, den letzteren die niedrigen.

Eine vulkanische Insel wird bald von einem einzigen Vulkan gebildet, bald wie Hawaii von mehreren Vulkanen, deren Gehänge miteinander verschmelzen. Die meisten Vulkaninseln sind im Grundriß mehr oder minder rundlich, da in der Regel der Meeresspiegel den Vulkankegel erheblich unterhalb des Kraters schneidet. Nur wo der Kraterrand allein über Wasser emporragt, zeigt sich ein ringförmiger Grundriß, wie bei St. Paul im indischen Ocean.

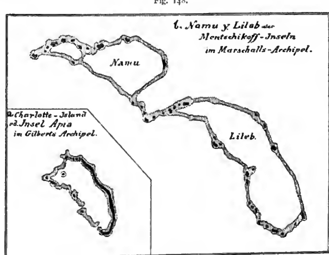
Ist die vulkanische Thätigkeit erloschen, so wird der über dem Meeresspiegel gelegene Teil des Vulkans durch Denudation teilweise abgetragen und die Insel besteht bald nur noch aus dem Skelett des Vulkans, wie St. Helena, Ascension und Fernando Noronha. Andere Inseln, wie die Kerguelen und die allerdings noch im Bereich des Kontinentalblocks gelegenen Färöer sowie Franz Josefs-Land*) sind Teile früher weit ausgedehnter basaltischer Decken. Vulkanisch dürften auch manche der unterseeischen Erhebungen sein, die wir in der Tiefsee treffen; es handelt sich dabei gewiß oft um unfertige Vulkaninseln, d. h. um Vulkane, die noch nicht zum Meeresspiegel emporgewachsen sind. Andere Erhebungen dürften abgetragene Vulkaninseln sein. So entstand 1831 zwischen Sicilien und der afrikanischen Küste durch eine Eruption die Insel Ferdinandea. Nach einer Existenz von wenigen Monaten fiel sie ganz der Brandung zum Opfer, die mit den locker aufgeschütteten Aschen leichtes Spiel hatte. Auch der Kegel einer 1866 neu durch Eruption entstandenen Insel des Samoa-Archipels wurde durch die Brandung gekappt. Eine Untiefe bezeichnet, wie bei Ferdinandea, die Stelle der einstigen Insel. Schon haben sich Korallen angesiedelt und in kurzer Zeit wird hier auf dem gekappten Vulkan eine Koralleninsel erwachsen.

*) Nach Jackson und Nansen treten hier allerdings auch mesozoische Sedimente auf. Darnach darf man Franz Josefs-Land nicht mehr einfach als vulkanische Inselgruppe bezeichnen.



Die Koralleninseln stellen den zweiten Typus der Inseln der Tiefsee dar; sie sind besonders in der Südsee verbreitet, finden sich aber auch im atlantischen Ocean (Bermuden und Bahamainseln). Die typische Form ist die eines Atolls, d. h. eines Ringes, der eine flache (nicht über 90 *m* tiefe) schüsselförmige Lagune umgibt (Fig. 148). Teile dieses Ringes sind durch Brandung und Wind, die auf dem Riff Korallensand aufhäuften, landfest geworden und bilden überaus flache Inseln, zwischen denen Kanäle die Verbindung der Lagune mit dem Meer unterhalten. Ein Atoll trägt daher in der Regel mehrere kleine ringförmig angeordnete Inseln.


Fig. 148.



Atolle der Südsee.
Das Riff ist schraffiert; die als Inseln über das Wasser emporragenden Teile desselben sind dunkel.

Nicht selten treten Vulkaninseln und Koralleninseln zusammen auf. Doch ist die Verbreitung der Koralleninseln beschränkter als die der Vulkaninseln, weil Korallen nur in tropischen Meeren zu gedeihen vermögen. Es giebt sogar Inseln, die vulkanische Bildungen und Korallenbauten in sich vereinigen: als Saumriff umschlingt der Korallenbau die hohe Insel, nur durch eine schmale Zone Wasser von ihr getrennt, oder als Wallriff in größerem Abstand von der Küste (Fig. 149). Auf diese Inseln, die gleichsam einen Übergang zwischen reinen Vulkaninseln und reinen Koralleninseln darstellen, stützten Darwin und später Dana ihre Theorie der Entstehung der Koralleninseln. Darwin nahm an, dass an Stelle eines jeden Atolls ursprünglich eine hohe Insel, ob aus vulkanischem oder anderem Gestein, ist gleichgiltig, bestand, umgeben von einem Saumriff (I. Per. in Fig. 150). Da trat eine allmähliche Senkung des Meeresbodens

ein. Die Insel versank und gleichzeitig baute sich das Riff stetig empor, verwandelte sich zuerst in ein Wallriff (II. Per.) und später, als auch die letzte Spitze der hohen Insel unter Wasser verschwand, in ein Atoll (III. Per.). Das Wachstum dauerte fort, so lange der Meeresboden sank, und ließ so überaus mächtige Koralleninseln entstehen. Dabei bildeten sich die jähen Abstürze, die sich z. T. auf überhängende Riffe zurückführen lassen und in der That anders schwer zu erklären sind.

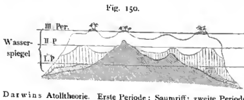
Fig. 149.



Mangarewa- oder Gambier-Inseln im Paumotu-Archipel.
(Mt. Duff unter 23° 8' südlicher Breite, 134° 55' westlicher Länge von Greenwich.)
a Atoll-ähnliches Wallriff, das die ganze Gruppe der hohen Inseln umschließt (die über Wasser gelegenen Inseln desselben sind dunkel schraffiert). *b* Niedere Koralleninseln. *c* Saumriffe an den hohen Inseln.

Darwins Theorie erfuhr in den letzten Jahrzehnten durch Semper, Murray, Guppy und andere einen lebhaften Widerspruch. Die genannten stützten sich auch auf das Zusammenvorkommen von Vulkaninseln und Koralleninseln, betonten aber vor allem, dass mehrfach über Wasser gehobene Korallenriffe beobachtet worden sind. Wo man solche gehobene Riffe antrifft, sind sie nur wenig mächtig; der Riffkalk erscheint z. B. auf der Christmas-Insel nur als eine 50—60 *m* dicke Kruste, die das Felsgerüst überkleidet. Die Atolle sollen Riffe sein, die sich auf unterseeischen bis fast zum Meeresspiegel reichenden Erhebungen ansiedelten und von hier aus bis zur Oberfläche emporwuchsen. Darnach wären die zahllosen Atolle der Südsee nichts anderes als Kappen, die auf den Gipfeln

Fig. 150.



Darwins Atolltheorie. Erste Periode: Saumriff; zweite Periode: Wallriff; dritte Periode: Atoll.

unterseeischer Berge in verschwindender Mächtigkeit aufsitzen. Trifft das auch gewiß für manche Inseln besonders des Kontinentalabhangs zu, so hat doch Langenbeck fraglos Recht, wenn er für die weitausgedehnte Atollzone der Südsee noch immer die Darwinsche Theorie für die beste erklärt und an einer Senkung des Bodens festhält. Ein endgiltiger Entscheid kann erst durch Bohrungen auf Koralleninseln herbeigeführt werden. Ergeben diese bis zu Tiefen weit unter der untern Grenze des Vorkommens lebender Korallen, d. h. unter 70 *m* Tiefe, Riffkalk, so haben Darwin und Dana Recht. Zeigen sich jedoch in der Tiefe andere, vor allem vulkanische Gesteine, so ist das Recht auf der Seite der Gegner Darwins. Solche Bohrungen sind bisher nur wenige ausgeführt worden. Einige Bohrungen auf Oahu, einer der Sandwichinseln, ergaben bis unter 200 *m* Tiefe in der That nur Korallenkalk. Das spricht für Darwin. Allein A. Agassiz bezweifelt die Beweiskraft dieser Bohrungen; sie zeigen nach ihm nicht mit Bestimmtheit, dass die Korallenbauten selbst eine so bedeutende Mächtigkeit besitzen, sondern nur, dass sich mächtige Massen von verfestigtem Korallensand und -Schlamm rings um die fragliche Erhebung angehäuft haben. So hat hier die Entscheidung noch zu fallen.*)

Morphologie der Landoberfläche.

Während am Meeresboden die Beckenform vorherrscht und oft Becken an Becken sich reiht, treten auf der Landoberfläche die Gebiete gleichsinniger Abdachung zum Meer durchaus in den Vordergrund. Becken fehlen zwar nicht, stehen aber zurück. Es ist das eine Folge der gewaltigen Wirkungen, die das fließende Wasser auf die Gestaltung der Landoberfläche ausübt. Über die Einteilung der Formen der Landoberfläche in Großformen und Kleinformen sprachen wir schon oben. Wir wenden uns zunächst der Betrachtung der Kleinformen zu und behandeln erst die neutrale Form — die Ebene, hierauf die erhabenen oder Vollformen — Stufe und Berg, endlich die Hohlformen — Thal, Becken und Höhle. Die Schilderung der Großformen — Gebirge, Tafelländer und Senken — bildet den Schluß. Viel mehr noch als bei der Morphologie des Meeres wird die Entstehung und die Umwandlung der Formen im Vordergrund unserer Betrachtung stehen.

Ebenen.

Äußere Eigenschaften. Weit verbreitet sind auf der Erdoberfläche die Ebenen. Sie zeichnen sich durch das mehr oder minder vollständige Fehlen direkt wahrnehmbarer Höhenunterschiede zwischen benachbarten

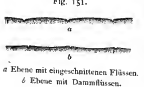
*) Eine Tiefbohrung auf der Insel Funafati (Ellice-Gruppe) in der Südsee, die eine englische Expedition unter Sollas 1896 auszuführen suchte, ist leider mißlungen. Dafür wurden 4 Bänke durch Lotungen festgestellt, die sich durch ihre Ringform als unterseeische Atolle erwiesen. Ob man es hier mit versunkenen oder aber mit auf einer Erhebung des Meeresbodens emporwachsenden Atollen zu thun hat, ist nicht entschieden.

Punkten aus. Doch sind sie keineswegs horizontal, sondern stets etwas geneigt. Es lassen sich unterscheiden Abdachungsebenen, die sich nach einer Seite erniedrigen, Hohlebenen, die sich von allen Seiten gegen einen Punkt hin senken und daher schon zu den Becken gehören, und wellenförmige oder wellige Ebenen. Nach ihrer Höhenlage spricht man von Tiefebenen und Hochebenen. Ein ausgezeichnetes Beispiel einer Abdachungsebene stellt die Poebene dar, ebenso die Ebene von Hindostan, ein nicht minder gutes einer Hohlebene das Tarimbecken. Als Typus einer wellenförmigen Ebene erscheinen die weiten Tundren.

Weil bei den Ebenen direkt wahrnehmbare Höhenunterschiede zurücktreten, so ist für ihre Physiognomie die Vegetation von großer Bedeutung. Waldige Ebenen, wie die Urwald bestandenen Ebenen am Amazonenstrom, erwecken, wenn man sie nicht etwa von hohem Standpunkt aus der Ferne überschaut, lange nicht in dem Maß den Eindruck der Ebenheit, wie begraste Ebenen, etwa die tropischen Llanos am Orinoco oder die Pußta Ungarns oder ganz vegetationslose Ebenen, wie sie in Wüsten angetroffen werden. In hohem Maß eben sind auch baumlose Moorebenen oder Tundren, wie wir sie im Norden Sibiriens und Rußlands finden. Das Wasser stagniert hier über dem in der Tiefe meist ständig gefrorenen und daher wasserundurchlässigen Boden und läßt eine üppige Moorvegetation entstehen, die die Einsenkungen des Bodens ausfüllt und die flachen Rücken überkleidet.

Überaus verschieden gestalten sich die hydrographischen Verhältnisse der Ebenen. Abdachungsebenen pflegen durch mehr oder minder parallele Flußläufe ausgezeichnet zu sein. Oft treten flache verlassene Flußbetten und hier und da auch Altwasser auf. Bei großem Gefälle sind die Flüsse meist verwildert, wie in der Poebene und im südlichen Teil der oberrheinischen Tiefebene, bei kleinerem zeigt sich Neigung zu Mäanderbildung, wie am unteren Mississippi und im nördlichen Teil der oberrheinischen Tiefebene. Fast nie fließen die Flüsse genau im Niveau der Ebene; meist sind ihre Betten etwas in die Ebene eingeschnitten oder die Flüsse fließen als Dammflüsse in etwas höherem Niveau und sind dann jeden Augenblick bereit ihr Bett zu verlassen und sich ein neues zu suchen. Ein Dammfluß ist auf weite Strecken seines Laufes der Po; ständig erhöht er sein Bett durch Akkumulation; früher brach er, sobald sein Bett merklich über die Umgebung emporgewachsen war, nach der Seite aus, verlegte seinen Lauf und schüttete gleichmäßig die Ebene auf. Seitdem man ihn aber eingedämmt hat, kann er sein Geschiebe nur im engen Bereich seines festgelegten Bettes ablagern; er hat dieses daher stellenweise in dem Grade erhöht, dass sein Spiegel zuweilen in der Höhe der Däeher der Häuser der benachbarten Niederungen liegt und die Straßen, die ihn auf Brücken passieren, zu ihm emporsteigen müssen. Wo Dammflüsse mehr-

Fig. 151.



a Ebene mit eingeschnittenen Flüssen.
b Ebene mit Dammflüssen.

fach ihren Lauf verlegen, da entsteht ein ganzes Netz von Dämmen, die zwischen sich flache Becken einschließen. Letztere sind oft mit Wasser gefüllt.

Hohlebenen sind an ein trockenes Klima gebunden; sie besitzen centripetale Flußläufe, die jedoch häufig in ihnen versickern. Sie zerfallen stets hydrographisch in zwei Teile — einen peripherischen, der von Flüssen überflossen wird und alle Eigenschaften der Abdachungsebenen hat, und einen centralen, von stehendem Wasser eingenommenen oder ganz wasserlosen. Die Grenze zwischen beiden Teilen ist unbestimmt, weil die Größe des stehenden Gewässers alle Schwankungen des Klimas, ja der Witterung mitmacht. Beispiele bieten die Umgebung des kaspischen Meeres, die des Aralsees, des Balkasehsees und des Tsehadsees.

Verwickelt sind die Flußläufe der welligen Ebenen; nicht selten ist hier der Abfluß des Wassers erschwert und es kommt zur Entstehung von Sümpfen und Mooren, so z. B. in Nordwestdeutschland. Die Moore treten entweder als Unterwassermoore oder als Hochmoore auf. In ersteren herrschen Gräser vor, sie werden daher auch Wiesenmoore genannt, in letzteren Sphagnumarten, Heidekraut und einige im Moor gedeihende Bäume; in Europa sind es besonders Zwergkiefern, in Nordamerika Cypressen (Cypressensümpfe oder Swamps am unteren Mississippi).

Entstehung der Ebenen. So zahlreich die Vorgänge sind, die Ebenen bilden können, so lassen sich doch ohne weiteres genetisch zwei große Gruppen unterscheiden, die der aufgeschütteten und die der ausgearbeiteten Ebenen. Die einen entstanden dadurch, dass alle vorhandenen Unebenheiten verschüttet, die anderen dadurch, dass alle Unebenheiten abgetragen wurden. Die ersteren gehören ihrer Struktur nach dem ungestörten Land an, letztere können alle möglichen Strukturformen aufweisen.

Die Hauptrolle spielt bei der Bildung der Mehrzahl der Ebenen die fluviatile Akkumulation. Wo Flüsse ihre Sinkstoffe ablagern, entstehen stets Ebenen, die sich meist durch sehr vollkommene Ebenheit auszeichnen. Als Deltaebenen anzusprechen sind die Ebenen, die sich oberhalb der großen Seeen der Alpen oft weit ins Gebirge hinein erstrecken. Diese Ebenen sind jedoch klein, so dass man im Zweifel sein kann, ob man sie nicht nur als ebene Thalböden zu bezeichnen hat. Bedeutende Ausdehnung gewinnen die Ebenen fluviatiler Akkumulation dagegen am Gestade des Meeres, so die Nilebene in Egypten; die Mächtigkeit der fluviatilen Ablagerungen ist hier 100 *m* und darüber. Nicht kleiner ist sie in der Ebene des Rheindeltas (bei Utrecht 160 *m*), die einen großen Teil von Holland bildet. Die gewaltigste durch Flüsse aufgeschüttete Ebene dürfte die Amazonas-Ebene sein; sie besteht, soviel wir heute wissen, nur aus fluviatilen Ablagerungen, deren Bildung z. T. bis ins Eoeän zurückreicht. Ausgedehnt ist auch die durch den Mississippi geschaffene Ebene. Nicht alle diese am Meer befindlichen Ebenen fluviatiler Aufschüttung sind

eigentliche Deltas. Denn oft bestehen die Ablagerungen bis weit unter den Meeresspiegel hinab, wie Bohrungen zeigen, nicht aus brakischen Deltabildungen, sondern aus reinen Süßwasserbildungen. Sie enthalten nur Reste einer Land- und Süßwasserfauna und vor allem ganze Torflager. So wechsellagern Flußablagerungen mit Moorbildungen in der Gangesebene bei Luknor bis zu 287 *m* Tiefe, bei Calcutta bis 176 *m*, ebenso in der Poebene bei Porto vecchio bis zu 215 *m* Tiefe. An allen drei Punkten gehen die Süßwasserablagerungen weit unter das heutige Meeresniveau; ihre Bildung ist bei der gegenwärtigen Höhenlage von Wasser und Land undenkbar; sie müssen vielmehr an einer Landoberfläche entstanden und erst nachträglich so tief unter den Meeresspiegel gesenkt worden sein. Besonders die Bildung von Torf unter dem Meeresspiegel ist ganz ausgeschlossen. So wird man zu der Annahme geführt, dass hier gewaltige Senkungsgebiete vorliegen, die während ihrer Senkung von Flußablagerungen allmählich verschüttet wurden. Das gilt auch vom Gebiet der Rheinmündung, dann aber auch für eine ganze Reihe von Ebenen, die in Senkungsfeldern im Innern des Landes auftreten, so für die oberrheinische Tiefebene und für die ungarische Ebene. In beiden Fällen reichen die echten Flußsedimente tief unter das Niveau der begrenzenden Felsschwellen, ja sogar unter das Meeresniveau hinab, ohne dass Spuren einer Ablagerung in einem See vorliegen würden. Wahrscheinlich dürfte überhaupt die Mehrzahl der großen Ebenen fluviatiler Akkumulation einer von Aufschüttung begleiteten Senkung ihr Dasein verdanken.

Aber auch ohne dass eine Dislokation oder eine Deltabildung stattfindet, können im Innern des Landes wie an der Küste durch fluviatile Aufschüttung Ebenen entstehen, wo sich mächtige Schuttkegel aus den Thälern des Gebirges herausbauen. Dieser Art sind die Sandrebenen am Ende großer Gletscher, wie sie in Island häufig angetroffen werden. Die Ebene von München ist eine alte derartige Sandrbildung der Eiszeit.

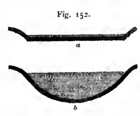
Zum guten Teil äolischen Ursprungs sind die Hohlebenen, deren Bildung uns v. Richthofen kennen gelehrt hat. In den chinesischen Provinzen Schansi und Tschili finden sich inmitten der Gebirge zahlreiche große Einsenkungen, die uns heute als Hohlebenen entgegentreten. «Der Höhenunterschied zwischen den Rändern und der Mitte beträgt oft mehrere Tausend Fuß; aber die Abdachung ist so allmählich, dass das Auge sich keine Vorstellung von der Größe dieser Differenzen machen kann. Zunächst den Gehängen ist der Neigungswinkel am größten; gegen die Mitte hin nimmt er immer langsamer ab.» Der Boden dieser Hohlebenen besteht ganz aus Steppenbildungen — aus Löß; nur in den Schichten, die die randlichen Teile zusammensetzen, begegnet man vom Gebirge abgeschwemmtem Schutt; er tritt jedoch gegenüber den massenhaften Staubablagerungen ganz zurück. In der Mitte des Beckens zeigen sich in wechselnder Horizontalverbreitung lakustre Ablagerungen (Seelöß), wie sie sich aus einem abflußlosen See absetzen. Analoger Entstehung dürften die Ebenen sein, die in den Thälern von Tibet auftreten. Die Hohlebenen

der tunesischen Schotts sind dagegen mehr trocken gelegte Seeböden, zu denen sich Ebenen fluviatiler Akkumulation herabsenken.

Die Schotts leiten uns zu den Ebenen mariner und lakustrer Aufschüttung über. Wie wir gesehen haben, ist der Meeresboden infolge der Aufschüttung der Sedimente größtenteils überaus eben; daher treten uns Teile desselben, die über Wasser geraten sind, als Ebenen entgegen. Das gilt auch von den Böden alter ausgetrockneter Seeen. Dieser Entstehung sind die Ebenen nördlich des kaspischen Meeres, die noch in der Eiszeit von Wasser bedeckt waren; seit der Tertiärzeit haben sich hier mächtige Absätze von Seesedimenten gebildet. Weite Ebenen bildet der Boden des diluvialen Bonnevillesees im großen Becken der Vereinigten Staaten; Salzgehalt zeichnet die Ablagerungen aus. Auch die Unterlage der Ebenen des Tarimbeckens besteht aus mächtigen Seeabsätzen. Als der ebene Boden eines tertiären Meeres, der allerdings nachträglich durch Flußanschwemmungen überdeckt wurde, gilt das Gebiet der Llanos am Orinoco.

Im Gegensatz zu den durch Aufschüttung entstandenen Ebenen sind die ausgearbeiteten Ebenen meist wellig; sie gehen oft in Hügelland über. Auch sind sie lange nicht so verbreitet wie die aufgeschütteten Ebenen. Von unbedeutendem Umfang nur sind Ebenen, die ihre Existenz der seitlichen Erosion eines Flusses verdanken; bei geringer Breite ist ihnen oft eine erhebliche Länge eigen. Ihre Oberfläche ist ganz von einer dünnen Schicht Flußablagerungen bedeckt, so dass sie ohne Bohrungen nicht von Ebenen fluviatiler Akkumulation zu unterscheiden sind (Fig. 152). Solche Ebenen begleiten oft den Unterlauf der Flüsse auf weite Strecken hin.

Fig. 152.



a Ausgearbeitete Ebene, durch seitliche Flußerosion entstanden und mit Kies bedeckt.
b Aufgeschüttete Ebene.
(Nach Penck.)

Wellig sind die Ebenen, die durch flächenhafte Abtragung des Landes entstehen. Wo Gesteine der Abtragung mehr Widerstand leisteten, finden sich flache Rücken, im Bereich weicher Gesteine flache Vertiefungen. Als eine Ebene subaeriler Denudation (Rumpffläche, s. S. 335) betrachten manche die Gefilde Kanadas, die sich sanft gegen den atlantischen Ocean senken. Ebenen litoraler Erosion sind die Abrasionsflächen, die durch die Wirkung der Brandung entstehen. Doch nur wenn mit der Wirkung der Brandung eine allmäliche Senkung des Landes Hand in Hand geht, können so große Abrasionsebenen geschaffen werden, wie sie v. Richthofen aus der geologischen Vergangenheit Chinas geschildert hat. Sie zeigen schon eine gewisse Verwandtschaft mit aufgeschütteten Ebenen, da die Zerstörungsprodukte meist transgredierend auf ihnen zur Ablagerung kamen. Endlich deutet J. Walther in Wüsten manche Ebenen als Ebenen äolischer Denudation. Sie sind auf Gebiete

flacher Schichtlagerung beschränkt. Mächtige Gesteinsschichten sind hier durch Verwitterung zerkleinert und weggeweht worden; dadurch ist eine Schichtfläche bloßgelegt worden, auf der zahllose Kiesel, die Überbleibsel der weggewehten Gesteinsmassen, umherliegen. Beispiele bietet die Sahara.*)

Umwandlungsformen der Ebenen. Auf mannigfache Weise kann der Charakter der Ebenen vernichtet werden; es geschieht das wieder einerseits durch Aufschüttung, andererseits durch Abtragung. Das Resultat ist in dem einen Fall eine Hügellandschaft, im andern eine Thallandschaft.

Dünenlandschaft. Wo Ebenen mit Sand bedeckt sind, der nicht durch Vegetation zusammengehalten wird, da wird dieser zu Dünen zusammengeweht, die den Charakter der Ebenheit ganz vernichten: Es entsteht die Dünenlandschaft. Dünenlandschaften sind überaus verbreitet; nach v. Tillo entfallen auf sie etwa 7% der Landoberfläche; wir begegnen ihnen einerseits in den trockenen Kontinentalgebieten, andererseits an Küsten.

In den Kontinentalgebieten trifft man bald unregelmäßig angeordnete sanft abgeböschte Flugsandhaufen, wie in vielen Teilen Turkestans, bald unzählige, überaus wechselvoll angeordnete Barchane. In zahlreichen Fällen — und zwar gerade in den großen kontinentalen Dünengebieten der Erde — entstehen große Dünenzüge, die eine Länge von 60 *km* und Höhen von 100, ja 200 *m* erreichen können. Ein Zug zieht neben dem andern. Eine solche Dünenlandschaft gleicht einer plötzlich erstarrten wellenbewegten See, nur dass die Züge in der Richtung des Windes gestreckt sind und nicht wie die Kämme der Wellen senkrecht dazu. In der algerischen Sahara streichen sie nach Süden und Südosten, in der libyschen Wüste nach SSE., in Ungarn nach NW. $^1/_{10}$ bis $^1/_9$ der Sahara ist Dünenlandschaft, die hier den Namen Erg (Plural Areg) trägt, ein wahres Sandmeer. Weit verbreitet sind Dünenlandschaften auch in Arabien, desgleichen in Turkestan. Besonders großartig ist die Dünenlandschaft des Tarimbeckens, die noch jüngst Sven Hedin so anschaulich schilderte. Auch die Gobi, Persien, Beludschistan, Nordwestindien, das Innere Australiens und die Kalahari bieten Dünenlandschaften in Fülle. Dagegen treten sie in der neuen Welt mehr zurück. In Europa erscheinen sie in größerer Ausdehnung nur in der kaspischen Niederung und in Ungarn.

Auf vielen Küstenebenen treten Dünen auf, deren Verlauf hier nur von der Erstreckung der Küste und nicht von der Windrichtung abhängt. Die Dünenlandschaft bildet unmittelbar am Gestade meist einen Saum von einigen Kilometern Breite. Die parallelen Wälle erreichen mehrfach über 100 *m* Höhe. Besonders hoch sind sie in Europa an der andalusischen Küste, dann in der Gascogne und in Holland und Jütland,

*) So ganz ausschließlich auf Windwirkung, wie J. Walther meint, dürfte diese Denudation allerdings nicht zurückzuführen sein; mancherorts hat sicher temporär fließendes Wasser mitgewirkt.

hoch auch auf der kurischen Nehrung. Der am meisten landeinwärts gelegene Dünenzug ist der älteste; die folgenden wurden entweder auf neuverlandetem Boden gebildet oder sie entstanden am Strand, während die älteste Düne landeinwärts wanderte, auf dem von jener verlassenen Boden.

Moränenlandschaft. Wo Gletscher sich auf eine Ebene legen, geht diese stets ihrer Vernichtung entgegen. Echte Ebenen fehlen daher im Bereich der diluvialen Vergletscherungen. Das Gelände ist hier durchaus hügelig. Den Saum der Gletschergebiete begleiten mächtige Endmoränenwälle; bald ziehen sie einander parallel, verschiedene Stadien der Gletscher markierend, bald stoßen sie unter spitzen Winkeln zusammen, lösen sich auch wohl in einzelne Hügel auf. Die Wälle können 100, ja 200 *m* Höhe erreichen; zwischen ihnen treten verwickelte Thalungen und häufig mit Wasser erfüllte Becken (Moränenseeen) auf. Die ganze Landschaft — von Desor Moränenlandschaft genannt — ist überaus unruhig. Eine solche Moränenlandschaft, deren Wälle deutlich die Umrisse der alten Gletscherzungen erkennen lassen, begleitet in einem durch die Ausbreitung des Eises bedingten Abstand den Nordfuß der Alpen. Besonders schön ist sie auf dem Boden Bayerns und Schwabens entwickelt, während sie sich in der Schweiz den größeren Formen der Molasseberge und -Thäler unterordnet. Am Südfuß treffen wir sie je am Ausgang eines Thales. Fast das ganze norddeutsche Flachland ist eine Moränenlandschaft, desgleichen der Norden der Vereinigten Staaten, besonders die Umgebung der großen kanadischen Seeen.*) Hier knüpft sich an die Endmoränen die wichtige Wasserscheide zwischen dem Einzugsgebiet des Mississippi und dem des Lorenzstroms.

Die Mächtigkeit der Gletscherablagerungen, die im Bereich der Endmoränen sehr groß ist, wird in der Richtung, aus der der Gletscher kam, immer geringer, und schließlich überzieht nur noch Grundmoräne das Gelände, bald nur wenige Meter mächtig, bald in unregelmäßigen flachen Haufen abgelagert oder auch in eigentümlichen linsenförmigen Hügeln (Drumlins) zusammengehäuft. Auch hier zeigen sich zahllose Becken, ferner glaciale Flußablagerungen. Der Süden Schwedens und die russischen Ostseeprovinzen bieten Beispiele, ferner weite Teile von Kanada. In Finnland tritt vielfach schon mehr der nackte vom Gletscher geschliffene und gebuckelte Felsboden zu Tage (Rundhöckerlandschaft).

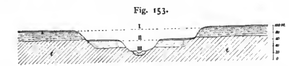
Thallandschaft. Oft spielt die Erosion des fließenden Wassers bei der Umwandlung der Ebenen eine wichtige Rolle. Eine gewaltige nach Norden sich senkende Kiesebene bildete einst Schwaben zwischen dem Südfuß des Jura und dem Nordfuß der Moränen der diluvialen Gletscher; die Ebene war durch die Akkumulation der Gletscherflüsse

*) Damit soll nicht gesagt sein, dass vor Ablagerung der Moränen alle diese Gebiete vollkommene Ebenen gewesen seien. Die Rekonstruktion der präglacialen Landschaft ergiebt jedoch durchweg weit geringere Höhenunterschiede, als sie heute hier vorhanden sind, und für weite Flächen in der That Ebenen.



als Sandrebene aufgeschüttet worden. Als dann die Gletscher zurückgingen, hörte die Überladung der Bäche mit Geschieben auf und dieselben Bäche, die früher akkumuliert hatten, tieften nun weite Thäler in die Ebene ein. So wurde diese zerschnitten. Die zweite Eiszeit brachte eine neue Periode der Akkumulation, der dann in der zweiten Interglacialzeit wieder eine Erosionsperiode folgte. Das wiederholte sich in und nach der dritten Eiszeit zum dritten Mal. Das Resultat dieses dreifachen Wechsels von Akkumulation und Erosion ist eine eigentümliche Terrassenlandschaft oder Tafellandschaft, von der Fig. 153 einen Querschnitt

Fig. 153.



Die Terrassenlandschaft Schwabens (nach Penck).
I, II, III Oberfläche der Sandrebene der ersten bezw. der zweiten und der dritten Eiszeit. *t* Tertiär.

giebt. Die Oberflächen der Terrassen sind noch Teile der alten aufgeschütteten Ebenen.

Durch Einschneiden von Flüssen, die z. T. infolge einer Klimaänderung in die Lage kamen, ihre Wasserscheide immer weiter rückwärts zu verschieben, sind in China zahlreiche Hohlebenen angezapft worden; tiefe Schluchten durchschneiden die mächtigen Lößablagerungen, sich aufwärts in zahlreiche Gräben, alle mit senkrechten Wänden, verästelnd. Hier ist die ursprüngliche Ebenheit vollkommen geschwunden und ein wahres Labyrinth von Schluchten mit trennenden, oben ebenen Tafelbergen ist an die Stelle getreten (v. Richthofen). Nur wenn man auf einer Tafel steht, deren Oberfläche ein Überrest der alten Ebene ist, kann man noch deutlich über die Höhen hinweg die einstige Ebene erkennen. Auch hier ist aus der Ebene eine Tafellandschaft geworden.

So wichtig die Thalbildung für die Zerstörung der Ebenen ist, so kann sie doch nur verhältnismäßig hochgelegene Ebenen in feuchten oder doch nicht zu trockenen Klimaten angreifen. Die Tiefebenen sind vor ihr sicher, weil Flüsse ihr Bett nie unter das Meeresniveau einzutiefen vermögen.

Die äolische und die glaciale Akkumulation sowie die Thalbildung sind bei weitem die drei wichtigsten Vorgänge, die zur Vernichtung von Ebenen führen; nur auf beschränkten Gebieten spielen auch andere Vorgänge eine Rolle. Vernichtung von Ebenen durch Dislokationen sind im Lauf der Erdgeschichte oft vorgekommen. Allein die Vernichtung ist hier eine so vollständige, dass die entstehenden Formen nicht mehr als Umwandlungsformen der Ebenen zu betrachten sind. Auch vulkanische Aufschüttung kann lokal zur Vernichtung von Ebenen und zur Bildung einer Berglandschaft führen.

Stufen.

Äußere Eigenschaften. Die Stufe*) charakterisiert sich als ein Steilabfall, an den sich verhältnismäßig ebene Flächen anschließen. In ihrer einfachsten Form zeigt sie einen Querschnitt wie ‾|_. Dabei kann die Neigung des Abfalls sehr wechseln. Immer ist die Längserstreckung im Vergleich zur Höhe sehr bedeutend. Jede Stufe hat einen Fuß und eine Kante, die aber nicht immer scharf ausgesprochen sind. Je mehr sich beide verwischen und je geringer die Neigung des Abfalls wird, desto mehr verwischt sich die Stufe. Das Prototyp einer Stufe stellt das Kliff der Flachlandküste dar. Solche Stufen ziehen oft viele Kilometer weit dem Gestade entlang, meist eine Höhe von 20—30 *m* nicht übersteigend. Im Innern des Landes dagegen treten weit höhere Stufen auf. So ist die Rauhe Alb eine allerdings stark zersägte Stufe von rund 400—500 *m* Höhe. Ihrer Größenordnung nach gehört sie schon mehr zu den Formen höherer Kategorie. Im Coloradogebiet Nordamerikas giebt es Stufen von 600—800 *m* Höhe, ja solche von mehr als 1000 *m*. Noch größere Stufen finden sich mehrfach zu den Seiten der großen afrikanischen Gräben (siehe S. 158). Wo mehrere Stufen auftreten, gewinnt die Landoberfläche förmlich das Aussehen einer Treppe, wie im Bereich der Uferlinien des Bonnevillesees (S. 261). Die Verbreitung der Stufen ist lange nicht so allgemein, wie die der Ebenen; sie finden sich einerseits an Küsten, dann in Schollen und Verbiegungsländern; dagegen meiden sie Faltenländer.**)

Scharf charakterisiert sind häufig die hydrographischen Verhältnisse der Stufen, wenn wir von den kleinen Kliffen absehen. Die Kante größerer Stufen trägt oft eine Wasserscheide, aber meist nur eine sekundäre. Von großen Flüssen werden die Stufen dagegen häufig durchbrochen. So scheidet die Kante der Rauhen Alb die Zuflüsse der Donau von denen des Neckars, wird aber selbst von der Donau gequert. Eine Reihe von Flüssen durchbrechen die prächtigen Stufen der South Downs und der North Downs in Südengland. Solche Durchbrüche sind besonders bei Denudationsstufen häufig.

Entstehung und Umbildung der Stufen. Eine häufige Form der Stufen stellt, wie schon erwähnt, das K l i f f, die durch die Erosion der Brandung geschaffene Stufe dar. Die Wogen unterspülen das Gestade, die untergrabenen Teile stürzen ab und so entsteht ein Steilabfall (vgl. S. 259), dessen Böschung je nach der Härte des Gesteins wechselt. Solange das Kliff noch im Zurückweichen begriffen ist, setzt sein Fuß in scharfer Kante gegen den vorliegenden Strand ab; zugleich zeichnet sich der Abfall durch Steilheit aus. Erreicht die Brandung das Kliff nicht mehr, so verflacht

*) Von den Engländern *Escarpment*, von den Amerikanern *Cliff* genannt.

**) Stufenförmige Abfälle kommen allerdings auch hier häufig vor, doch nicht selbständig, sondern als Gehänge von Thälern; sie sollen mit diesen besprochen werden.

sich die Stufe allmählich und geht unter dem Einfluss der Abspülung schließlich in ein sanft geneigtes Gehänge über.

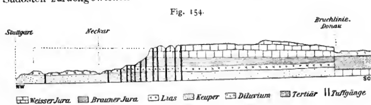
Nicht selten führt die seitliche Erosion eines Flusses zur Herausbildung einer Stufe. Der Erdrotation wegen drängt die Wolga in ihrem Unterlauf stets nach Westen, sie unterspült hier ihr Ufer, das sogenannte Bergufer, und dieses tritt uns daher als eine 100—200 *m* hohe Stufe entgegen.*)

Weit wichtiger sind die durch Denudation entstandenen Stufen, die Denudationsstufen oder Schichtstufen. Sie sind an das Auftreten flach fallender oder auch horizontal liegender, harter und zugleich meist wasserdurchlässiger Schichten (Sandstein, Kalkstein) geknüpft, in deren Liegendem sich weichere Gesteine finden. Zeigen sich mehrere harte Schichten mit zwischenlagernden weichen, so knüpft sich an jede nur einigermaßen mächtige harte Schicht eine Stufe. Als Typus einer Denudationsstufe kann die Rauhe Alb gelten. Nähert man sich ihr vom Norden her, so tritt sie uns als scharf ausgesprochener, 4—500 *m* hoher Steilabfall entgegen. Hat man die Höhe erstiegen, so blickt man auf eine überaus flach nach Süden fallende gewellte Fläche, die von weißem Jura (Malm) zusammengesetzt ist. Am Abfall streicht unter dem Malm brauner Jura aus, z. T. eine sekundäre Stufe bildend. Auf der Fläche nördlich der Alb, die im wesentlichen aus Trias aufgebaut ist, ruht in wechselnder Mächtigkeit Lias. Der steile Abfall ist eine Folge der Widerstandsfähigkeit der Malmdecke, die wegen ihrer Härte und ihrer Wasserdurchlässigkeit der Abspülung nur sehr wenig unterliegt. Die weichen Schichten im Liegenden werden durch die Denudation stark abgetragen, und so wird die Malmdecke untergraben; sie stürzt in großen Blöcken ab. Dadurch weicht der Steilabfall allmählich südwärts zurück. Das geschieht aber nicht gleichmäßig, sondern je nach der Anordnung der Bäche, die Schluchten in die Kante einnagen, hier rascher, dort langsamer. Infolgedessen ist der Rand der Malmdecke im Grundriss gezahnt: bald springt er vor, an anderen Stellen tritt er zurück. Ja, es sind sogar ganze Vorsprünge vom Rand abgetrennt worden: als Tafelberge erheben sie sich vor dem zusammenhängenden Steilrand und verwischen z. T. den Charakter der Stufe. Solche abgetrennte Tafelberge, wie Hohenzollern und Achalm, werden passend als Zeugen bezeichnet, zeugen sie doch in der That von der früheren Ausdehnung der Juratafel. Da die Zeugen verhältnismäßig rasch der Denudation erliegen, treffen wir sie nur in der Nähe des heutigen Steilrandes. Trotzdem steht es fest, dass die Malmdecke sich einst sehr viel weiter nach Norden erstreckte. Das hat Branco's Untersuchung der mit Tuff erfüllten Vulkanschlote dargethan, die durch Explosionen als mehr oder minder vertikale Röhren in der Miocänepoche durch die Gesteine der Alb gesprengt wurden. Sie enthalten die Trümmer sämtlicher Gesteine,

*) Wo die seitliche Erosion eines Flusses beide Ufer angreift, so dass es zur Ausbildung einer rechten und einer linken Stufe kommt, spricht man besser nicht von zwei Stufen, sondern von einem Thal.

die sie durchsetzen, vom krystallinischen Gestein im Liegenden bis zum Malm, der bei weitem überwiegt. Das gilt auch von den Schloten am Fuß der Alb. Sogar in einem Schlot unweit Stuttgart, bei Scharnhausen, volle 23 *km* vom heutigen Rand der Alb entfernt, sind Malmblöcke gefunden worden; sie beweisen schlagend, dass bei der Entstehung des Schlots die Malmdecke 23 *km* weiter nach Nordwesten reichte als heute. Um diesen Betrag mindestens ist hier seit der Miocänzeit die Stufe nach Südosten zurückgewichen.

Fig. 154.



Profil durch die Rauhe Alb (nach Branco).

Die gestrichelte Linie stellt die frühere Ausdehnung der Stufe dar, wie sie durch die Malmvorkommnisse im Tuffgang von Scharnhausen erwiesen ist.

Ausgezeichnete Denudationsstufen treffen wir im Gebiete des englischen Wealden. Die Schichten sind hier zu einem überaus flachen Gewölbe aufgebogen (vgl. Fig. 77, S. 169). Nachdem die höchstgelegenen Partieen der deckenden harten Kalkbank der oberen Kreide abgetragen waren, nach den einen durch Abrasion, nach den anderen durch Denudation, erniedrigte die Denudation verhältnismäßig rasch das Gelände im weichen Kern des alten Gewölbes, während links und rechts der Kreidekalk sich hielt und zwei einander zugewendete Stufen bildete; diese rückten in dem Maß allmählich zurück, als sie durch die im weichen Gestein rasch zur Tiefe arbeitende Denudation untergraben wurden. Heute treten sie uns als North-Downs und South-Downs entgegen.*) Außer diesen beiden großen Stufen zeigen sich zwei kleinere, die sich an den als Sandstein entwickelten untern Grünsand knüpfen. Denudationsstufen dieser Art schlingen sich ebenfalls um das Pariser Becken, dabei ihren Steilabfall nach außen wendend. Auch in Lothringen zeigen sich derartige Stufen. In Südwestdeutschland treten sie auch außerhalb der Rauhen Alb mehrfach auf; so fällt der Keuper in einer Stufe gegen das mittlere Main- und Neckargebiet ab.

Großartig sind Denudationsstufen in der Sahara entwickelt. J. Walther führt ihre Bildung hauptsächlich auf den Wind zurück. Dieser trägt das Land allmählich ab, indem er die Produkte der Verwitterung fortweht. Auch fließendes Wasser, so selten es vorhanden ist, beteiligt sich an der Abtragung. Der Verwitterung wiederstehende, im Hangenden von

*) Diese Anschauung wurde zuerst von Greenwood (1857) vertreten; sie gelangte später durch A. C. Ramsay (1864) allgemein zur Geltung.

weichen Schichten auftretende Bänke bilden dabei stetig zurückweichende Stufen. Häufig treten abgetrennte Teile einer solchen Stufe als Zeugen auf.

Solange eine Schichtstufe im Zurückweichen ist, solange erneuert sich ihr Abfall durch Abbruch immer wieder; er bleibt steil. Allein schließlich hat das Zurüchweichen doch ein Ende, besonders wenn die Schichten flach von der Stufe weg fallen. Denn je mehr die Denudation das Land erniedrigt hat, desto langsamer arbeitet sie. Genügt das Gefälle der Wasserläufe endlich nicht mehr zur Fortschaffung der von der Stufe abbröckelnden Trümmer und ist auch die Erosionswirkung des

Fig. 155.



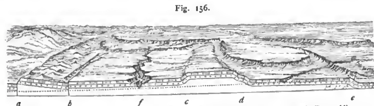
Denudationsstufe in der libyschen Wüste bei der Oase Dachel.
(Nach einer Photographie von G. Rohlfs.)

Windes durch reichliche Vegetation gehemmt, so bleiben sie liegen und hüllen als permanente Schutthalden den Fuß der Stufe und damit das weiche Gestein ein, dessen Fortführung die Stufenbildung veranlasste. Die Böschung der Stufe wird in Zukunft nur noch durch Abspülung gemindert, die Kante weicht zurück, während der Fuß seine Lage behält: so wird die Stufe abgetragen. Schließlich bezeichnet nur noch eine schwache, teils aus Fels, teils aus Schutt bestehende Anschwellung die Stelle, wo die früher stufenbildende Schicht an der Oberfläche ausgeht: Die Stufenlandschaft hat sich durch Denudation in eine wellige Hügellandschaft oder sogar in eine wellige Ebene verwandelt. Erreicht wird dieses Resultat allerdings erst, nachdem das Land fast ganz bis zur Höhe

der Erosionsbasis, also in der Mehrzahl der Fälle bis zum Meeresspiegel abgetragen ist.

Seltener als Denudationsstufen sind Stufen, die sich ausschließlich und direkt auf einen tektonischen Vorgang, auf einen Bruch oder eine Flexur zurückführen. Großartige Beispiele von **Bruchstufen**, sowie der ihnen sehr nahe stehenden **Flexurstufen** weist das Coloradogebiet der Vereinigten Staaten von Nordamerika auf. Figur 156 zeigt neben zahl-

Fig. 156.

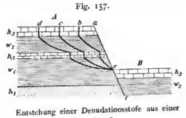


Bruchstufen, Flexurstufen und Denudationsstufen im Coloradogebiet (nach Powell).

(Aus Neumayrs Erdgeschichte.)

reichen Denudationsstufen bei *a* und *b* deutliche Bruchstufen: nahezu in ihrem vollen Betrage äußert sich die Verwerfung an der Oberfläche. Bei *c* und *d* finden sich Flexurstufen. Aber neben solchen direkt in ihrer heutigen Form durch Dislokationen verursachten Stufen treten in großer Zahl auch andere auf, die sich an Dislokationen knüpfen, aber gleichwohl ihre heutige Form der Denudation verdanken. So ist z. B. die Flexur bei *e* nicht durch eine nach rechts schauende Flexurstufe markiert, sondern vielmehr von einer nach links schauenden Denudationsstufe begleitet. Der Bach links hat hier große Gesteinsmassen abgetragen und dabei eine Denudationsstufe geschaffen. Ist in diesem Fall der Zusammenhang mehr zufällig, so ist doch oft direkt nachzuweisen, dass eine Denudationsstufe aus einer Bruchstufe entstanden ist. Wie dieser Vorgang sich vollzieht, zeigt Fig. 157. Die ursprüngliche Böschung der Stufe entsprach hier der Verwerfung; als durch Abspülung und Abbruch diese Böschung sich zu mindern begann, trat der Gegensatz der widerstandsfähigen und der leicht zerstörbaren Schichten in Wirksamkeit und es entstanden im Bereich der harten Schichten zwei Denudationsstufen. Auch hiefür weist das Coloradogebiet zahlreiche typische Beispiele auf. Überhaupt kann als Regel gelten, dass tektonische Stufen nur dort einigermaßen von Bestand sind, wo sie oberflächlich von sehr widerstandsfähigen

Fig. 157.



Entstehung einer Denudationsstufe aus einer Bruchstufe.

h_1, h_2, h_3 harte Schichten; w_1, w_2 weiche Schichten; *af* Verwerfung; *ae* Bruchstufe, aus der allmälich die Denudationsstufe *be*, daon *ce* u. s. w. hervorgeht.

Gesteinen gebildet werden. Fehlen solche, so wird die Stufe bald abgeflacht, von zahlreichen kurzen Thälern zerschnitten und in dieser Weise in eine Thallandschaft verwandelt. Beispiele hiefür bieten Schwarzwald und Vogesen, deren ursprüngliche Natur als einander gegenübergestellte Bruchstufen durch die Thalbildung vollkommen verwischt ist. Weniger ist das z. T. beim Erzgebirge der Fall, dessen nach Süden schauender Steilabfall noch immer eine deutliche Stufenform hat. Auch die große Flexurstufe des Nankaugebirges, die v. Richthofen beschreibt, ist durch Thäler z. T. schon als Stufe verwischt. Prachtvoll erhalten sind dagegen auf weite Strecken die Bruchstufen, die die großen afrikanischen Gräben begleiten. Mauerförmig fällt nach O. Baumann am Manjarasee das 1800—2000 *m* hohe Tafelland zur Sohle des Grabens ab.

Gegenüber den durch Erosion, Denudation oder Bruch entstandenen Stufen treten die durch Akkumulation gebildeten auf dem Land ganz zurück. Genannt seien über Wasser geratene Strandlinien, deren Halden Stufen bilden, die jedoch in feuchten Klimaten verhältnismäßig rasch der Abtragung erliegen. Nur in trockenen Regionen wie im großen Becken halten sie sich länger (vgl. Fig. 135, S. 261). Beständiger sind Stufen, die von über Wasser gehobenen Korallenriffen gebildet werden. Die Sundawelt und die Inseln der Südsee bergen manche Beispiele.

Berge.

Mehr oder minder isolierte ringsum abfallende Erhebungen nennt man Berge. Kleine Berge heißen Hügel.*) Jeder Berg hat einen Gipfel, Gehänge und einen Fuss, in dem er sich gegen seine Umgebung absetzt. Die Form der Berge ist überaus verschieden. Ist der Gipfel eben und setzt er dabei in mehr oder minder deutlicher Kante gegen die Gehänge ab, so spricht man von einem Tafelberg. Ist der Gipfel zugerundet, wie meist in den Mittelgebirgen, so hat man es mit einer Kuppe zu thun, ist er zugeschärft, mit einer Spitze. Oft ist er länglich und heißt dann, wenn er gerundet ist, Rücken, wenn er scharf ist, Schneide. Den isoliert sich erhebenden Bergen nahe stehen die Kämme, mehr oder minder zusammenhängende, langgestreckte Vollformen, die links und rechts von Thälern begrenzt werden, und in mannigfacher Weise mit einander verwachsen. Grate heißen sie, wenn sie zugeschärft sind, Rücken bei gerundeten Formen. Die kulminierenden Punkte eines Kammes heißen Gipfel, die zwischenliegenden Vertiefungen Pässe (Kammpässe).

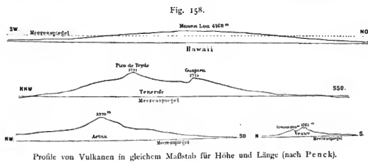
Entstehung der Berge. So mannigfach die Formen der Berge sind, so mannigfach ist ihre Entstehung. Dass durch äolische und durch glaziale Akkumulation kleine meist langgestreckte Berge aufgeworfen werden, haben wir bereits dargestellt; es sind die Rücken der Dünenlandschaft

*) Eine scharfe Grenze zwischen Berg und Hügel zu ziehen, ist nicht durchführbar. Die Begriffe sind eben relativ. Im norddeutschen Tiefland heißt manche Erhebung schon Berg, die in einem Gebirgsland nur als Hügel bezeichnet werden würde.

und der Moränenlandschaft. Nur selten erreichen solche Berge eine nennenswerte Höhe. Von weit größerer Bedeutung sind Berge vulkanischer Akkumulation. Mit ihnen müssen wir uns etwas eingehender befassen.

Überall wo Magma, sei es als Lava, sei es als vulkanischer Auswurf, aus dem Schoß der Erde an die Erdoberfläche befördert wird, häuft es sich rings um die Mündung des Eruptionskanales auf und bildet so Berge, die meist eine kegelförmige Gestalt und auf dem Gipfel eine beckenförmige Vertiefung, den Krater, besitzen. Die Form bleibt in der Regel ziemlich intakt, so lange der Vulkan sich in Thätigkeit befindet. Schon eine einzige Eruption vermag einen kleinen Berg aufzuschütten, wie den Monte Nuovo bei Neapel im Jahre 1538, und gewaltige von breiter Basis aus hoch emporstrebende Vulkankegel bauen sich auf, wenn aus einem Schlot eine ganze Reihe von Eruptionen erfolgen, wie z. B. am Ätna. Bei reinen Ascheneruptionen bilden sich Tuffvulkane, die nur aus aufgeschütteten

Fig. 158.



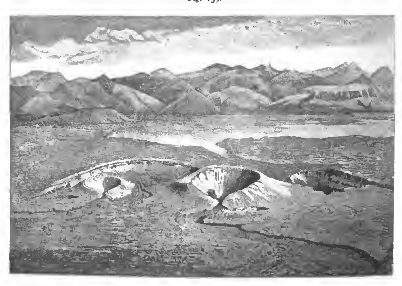
Profile von Vulkanen in gleichem Maßstab für Höhe und Länge (nach Penck). Hawaii 1 : 2 500000, die anderen 1 : 500000.

Auswürfen bestehen, bei Lavaeruptionen Lavavulkane. Häufiger sind Vulkanberge, die sowohl aus Lava als aus Auswürfen bestehen. Zähflüssige Lava, die sich über dem Vulkanschlot staut, läßt stets einen glockenförmigen Berg entstehen. Ist die Lava dünnflüssig, so bilden sich überaus flache schildförmige Erhebungen wie auf den Hawaischen Inseln. So beträgt die Böschung des Mauna Loa trotz seiner gewaltigen Höhe (4168 *m* über dem Meer, 8000 *m* über dem Meeresboden) nur wenige Grade (nach W. 6°43', nach NO. 3°51'); dabei ist sein Durchmesser an der Basis 70—80 *km*. Noch flacher sind manche Lavavulkane Islands. Im Gegensatz dazu besitzen Vulkane, die aus Auswürfen allein oder aus Auswürfen und Lavaergüssen bestehen, eine mehr schlank kegelförmige Gestalt. Stets ist der obere Teil steiler als der untere. So ist die Böschung am Pik von Pico auf den Azoren nach Hartung oben 35°, weiter unten 20° und schließlich verschmilzt der Fuß mit einem Winkel von 3° in die Basis.*)

*) Zeichnungen übertreiben fast stets die Böschungswinkel der Vulkankegel.

Nicht alle Vulkankegel sind allseitig ausgebildet, manche wurden schon bei der Eruption teilweise zerstört. Wenn die Lava, die im Verlauf der Eruption den Krater erfüllt, den Aschenkegel nach einer Richtung durchbricht, so entsteht ein geöffneter Krater (Fig. 159). Häufig zerstört auch die Explosion, die nach längerer Ruhepause dem Magma den Weg nach oben wieder öffnet und so die Eruption einleitet, zum Teil den alten Krater. Es bildet sich entweder an der Spitze oder an den Flanken des Berges ein Explosionskrater von mehr oder minder rundlicher, zuweilen

Fig. 159.



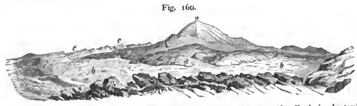
Ineinander geschachtelte Vulkankegel auf dem Boden des alten Bonneville-Sees (nach Gilbert). Der zurückliegende Kegel ist der älteste. In der durch eine Explosion in ihm ausgesprengten Caldera kamen die beiden vorderen Kegel zur Ablagerung; beide sind geöffnet und haben Lavaströme durch die Bresche gegen den Vordergrund hin ergossen.

auch länglicher Gestalt, Caldera genannt. Oft erreicht ein solcher Explosionskrater weit größere Dimensionen als ein gewöhnlicher, durch allseitige Aufschüttung entstandener Aufschüttungskrater. Die Caldera am Pik von Tenerife hat z. B. einen Durchmesser von 13—20 *km*. Folgt der Explosion keine Eruption, so bleibt die Caldera leer; meist aber baut sich in ihrer Mitte ein neuer Aschenkegel auf, so inmitten der Caldera des Pik von Tenerife der Pico de Teyde (Fig. 160). Wo die Caldera mehr seitlich im alten Kegel ausgesprengt wurde, ist von diesem oft nur ein Teil stehen geblieben, wie der Monte Somma beim Vesuv. Der neu aufgeschüttete Kegel legt sich dann unregelmäßig zum alten Kegel an.

Der Raum zwischen dem inneren Rand der Caldera und dem neuen Vulkankegel heißt Atrio (Fig. 160).

So lange immer wieder neue Eruptionen am Vulkankegel weiterbauen, treten die Wirkungen des fließenden Wassers an seinen Gehängen zurück. Doch bilden sich schon in längeren Zeiten der Ruhe tiefe, radial

Fig. 160.



Ansicht des Pics von Tenerife: *a* Pico de Teyde, *c c c* Rand der Caldera (des Explosionskraters), *b b* Hochfläche (Atrio) zwischen dem Rande des Explosionskraters und dem neuen Kegel *a*, *d d* Lavaströme, die sich im Atrio ausgebreitet haben.

vom Gipfel ausstrahlende Schluchten, Barrancos genannt, die sich rückwärts zuweilen bis in die Caldera einschneiden. Durch sie gewinnt das Gehänge ein geripptes Aussehen (Fig. 161). Erlischt die vulkanische Thätigkeit, so fällt der Vulkankegel allmählich der Denudation anheim. Die Barrancos werden immer tiefer, der oberste Teil des Kegels wird zerschnitten und abgetragen und in zahllose kleinere Gipfel zerlegt.

Fig. 161.

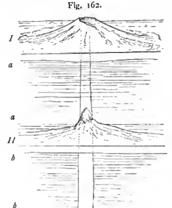


Mount Egmont auf Neu-Seeland mit Barrancos am Gehänge (nach v. Hochstetter).

Dieses Stadium stellen die tertiären Riesenvulkane der Auvergne, der Cantal und der Mont Dore, dar, wo zwar noch die unteren Teile der Gehänge, von den eingeschnittenen Thälern abgesehen, leidlich in ihrer ursprünglichen Neigung erhalten sind, während der obere Teil abgetragen ist. Schreitet die Denudation weiter, so fällt ihr der ganze Vulkankegel zum Opfer; nur der mit Lava ausgefüllte Schlot des Vulkans erhält sich in Form einer Kuppe infolge der großen Widerstandsfähigkeit der Lava.

Dieser Art sind die Basaltkuppen am Fuß der Rauhen Alb Schwabens. Mag auch die Denudation noch so viel Gestein entfernen, das Ausgehende des Schlots markiert sich seiner Härte wegen jeder Zeit als eine Erhebung (Fig. 162).

Fig. 162.



Denudation eines Vulkans (nach Davis.)
I ursprüngliche Landoberfläche mit unverletztem Vulkankegel;
a a weggeführte Gesteinsmasse von unbestimmter Mächtigkeit;
II spätere Landoberfläche, an der sich das Ausgehende der Lavaausfüllung des Schlots als Berg äußert;
b b noch nicht abgetragene Schichten.

Im Gegensatz zu den aufgeschütteten Bergen sind Berge, die ihre Entstehung Dislokationen verdanken, (aufgebaute Berge) sehr selten, obwohl sowohl durch Verwerfungen als auch durch Faltung Berge entstehen können (Horstberge und Antiklinalberge). Die durch Dislokationen geschaffenen erhabenen Formen sind fast stets zu ausgedehnt, als dass man sie als Berge bezeichnen könnte: sie bilden Gebirge. Als durch eine Aufwölbung der Schichten entstandene Berge ließen sich die Henry Mountains betrachten, wenn nicht die Ursache der Emporwölbung eine vulkanische Intrusion gewesen wäre; sie müssen deswegen den vulkanischen Bergen zugezählt werden (Lakkolithberge).

Bei weitem die größte Zahl der Berge gehört zu den ausgearbeiteten Formen; es sind Reste, die stehen blieben, entweder während links und rechts Thäler eingetieft wurden (Berge fluviatiler Erosion oder Kämme) oder weil sie, aus widerstandsfähigen Gesteinen bestehend, nicht so rasch abgetragen werden konnten wie ihre Nachbarschaft (Denudationsberge). Bei ihrer engen Beziehung zur Thalbildung sollen sie erst weiter unten im Abschnitt über Thallandschaften behandelt werden.

Thäler.

Definition und allgemeine Eigenschaften. Thäler sind langgedehnte, dabei verhältnismäßig schmale Einschnitte der Landoberfläche, die ein gleichsinniges Gefälle besitzen. Durch das gleichsinnige Gefälle unterscheiden sie sich von den Thalungen. Jedes Thal hat zwei Gehänge und eine Thalsohle (Thalboden). Am oberen Ende eines Thales schließen sich oft beide Gehänge zu einem Hintergehänge, einem Thalschluß zusammen; solche Thäler heißen geschlossene Thäler; sie sind überaus scharf von ihren Nachbarthälern getrennt. Den geöffneten Thälern fehlt dagegen ein Hintergehänge; beide Gehänge setzen sich hier unmittelbar aus einem Thal in das andere fort und als Grenze der Thäler gegeneinander erscheint nur eine flache Anschwelllung, die oft kaum sichtbar ist.

Zwischen geschlossenen und geöffneten Thälern giebt es alle möglichen Übergänge. Blind nennt man Thäler, deren Gehänge sich am unteren Ende des Thales zusammenschließen; das fließende Wasser verschwindet hier in der Regel in einer Höhle.*) Als Durchbruchthal oder Durchgangsthal wird ein Thal bezeichnet, dessen Gehänge sich weder am oberen noch am unteren Ende zusammenschließen, und in das der Fluß, der es durchfließt, von außen eintritt, um es am unteren Ende wieder zu verlassen. (Beispiel: Durchbruchthal des Rheins durch das rheinische Schiefergebirge.)

Es giebt Thäler, die nur 20 oder 30 *m* tief sind, aber auch solche, deren Gehänge die Thalsohle um 4000 *m* überragen. Manche Thäler zeigen Mäanderform, wie das Thal der Mosel und das der Maas im rheinischen Schiefergebirge. Solche Thäler treten zum Streichen der Schichten, die ihr Gebiet zusammensetzen, in von Punkt zu Punkt wechselnde Beziehungen. Anders die mehr gradlinigen Thäler.**) Ziehen diese quer zum Streichen der Schichten und damit in der Regel auch zum Streichen des Gebirges, so spricht man von Querthälern. Fallen Thalrichtung und Streichen ungefähr zusammen, so hat man es mit einem Längsthal zu thun.

Fast immer treten Thäler gesellig zu einem Thalsystem vereinigt auf. Ein Thalsystem hat stets ein gleichsinniges Gefälle, so dass man von jedem Punkt desselben, der Thalsohle folgend, an das untere Ende des Thalsystems gelangen kann.

Entstehung der Thäler. Der ursächliche Zusammenhang zwischen den Thälern und den in ihnen abwärtsrinnenden Flüssen ist schon im vorigen Jahrhundert klar ausgesprochen, wenn auch nicht allgemein anerkannt worden. 1746 trat der Schweizer Sulzer dafür ein und 1774 entwickelte der Franzose Guettard die Lehre von der Abtragung der Gebirge durch Regen und Flüsse. 1781 stellte Giraud-Soulavie eine Reihe von Beweisen für die Thalbildung durch Flußerosion aus der Auvergne zusammen. Hutton, Playfair, Montlosier und zum Teil auch Werner verfochten die gleiche Anschauung. Obwohl sie seit jener Zeit nie ganz verlassen worden ist, wurde sie doch durch die Einbürgerung der Erhebungstheorie der Gebirge und durch die Katastrophenlehre stark zurückgedrängt. Man faßte die Thäler als bei der Erhebung der Gebirge aufgerissene Spalten auf oder nahm mit Cuvier mächtige Fluten an, die katastrophenartig die Thäler geschaffen haben sollten. Heute sind all diese Lehren als Irrlehren verlassen und die alte Erosionstheorie, die die Thäler als das Werk der heute in ihnen rinnenden Gewässer ansieht, ist wieder allgemein in ihre Rechte eingesetzt worden, besonders spät in Mitteleuropa und in den Alpen, wo eigentlich erst die Arbeiten von Rütimeyer und Heim vollständig mit den Spaltenhypothesen aufgeräumt haben.

*) Vgl. S. 347.

**) Ganz gradlinig sind freilich auch sie nicht, wie das koulissenartige Vorspringen der Gehänge zeigt, das jedem im Thal Wandernden auffällt.

Die Beweise für die Entstehung der Thäler durch die Erosion des fließenden Wassers sind augenfällig. Bemerkenswert ist zunächst das Zusammenfallen der Verbreitung der Thäler mit der der Flüsse. Überall wo in höher gelegenen Teilen des Landes Flüsse vorhanden sind, da finden sich auch Thäler. Wo dagegen, wie in vielen Gegenden der Wüsten, fließendes Wasser fehlt und seit langer Zeit gefehlt hat, da fehlen auch Thäler. Selbst im einzelnen zeigt sich dieses Zusammenfallen darin, dass die regenreiche Seite eines Gebirges stets weit besser entwickelte Thäler hat als die regenarme (Krümmel). So ist die von den heftigen Monsunregen benetzte Südseite des Himalaja stark durchthalt, die trockene Nordseite dagegen weit ärmer an Thälern. Nicht minder beweisend ist der gewundene Verlauf, den die Mehrzahl der Thäler, besonders aber die Mäanderthäler besitzen; er ist eine Folge der Neigung der Flüsse zu schwächerer oder stärkerer Serpentinenbildung. Auch die Anordnung der Thäler eines Thalsystems, besonders die Verästelung, die nach oben hin sich geltend macht, entspricht dem, was wir von der Anordnung abfließender Wasseradern wissen. In gleicher Richtung weist das Längsprofil aller Thäler mit seinem gleichsinnigen Gefälle, kennen wir doch außer dem fließenden Wasser keine einzige Kraft, die ein gleichsinniges Gefälle auszuarbeiten vermöchte.

Aber auch streng-geologische Beweise für den erosiven Ursprung der Thäler sind nicht selten zu beobachten. In engen schluchtartigen Thälern lassen sich die Spuren der Auswaschung durch das fließende Wasser oft noch in Gestalt von Nischen hoch über dem Flußspiegel erkennen (Fig. 106 S. 224). Zuweilen finden sich in weiten Thälern Lager von Flußgeröll und Auswaschungen in Form von Terrassen hoch oben am Gehänge, als Beweis dafür, dass der Fluß einst höher oben floß, der Thalboden also höher lag als heute; sie zeugen von einer allmählichen Eintiefung der Thäler. Solche Erosionsspuren sind in den großen Thälern des Himalaja, im Oberlauf des Ganges, des Indus und des Satledsch bis zu einer Höhe von 900 *m* über dem heutigen Thalboden beobachtet worden. Im Reußthal glaubt sie Heim sogar bis zu 1500 *m* Höhe verfolgen zu können.

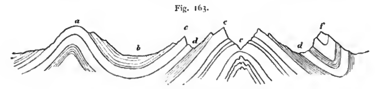
Gegen die Spaltennatur der Thäler spricht von vornherein der Umstand, dass die Schichten an beiden Gehängen einander in den meisten Fällen genau entsprechen, so dass von einer das Thal bedingenden Dislokation nichts zu sehen ist. Alles weist vielmehr darauf hin, dass hier einfach ein Stück Gestein aus dem Zusammenhang herausgenommen ist, wie das auf Fig. 156 S. 309 bei *f* zu erkennen ist. Wir brauchen auch nicht zu großen Fluten unsere Zuflucht zu nehmen; denn betrachtet man die Wirkungen, die das fließende Wasser in kurzer Zeit vor den Augen des Menschen auf seinen Untergrund auszuüben vermocht hat,*) so schwindet jeder Zweifel daran, dass bei genügend langer Dauer der Arbeit selbst die tiefsten Thäler von Flüssen ausgefurcht sein können. Man vergleiche

*) Vgl. oben S. 224.

Gräben, die wie die Wildbachgräben auf Fig. 120 S. 236, sicherlich ein Werk der Erosion des fließenden Wassers sind, mit einer Thallandschaft, wie sie die Karte S. 330 darstellt, und man wird überrascht sein von der Übereinstimmung der Formen und nicht umhin können, auch die Entstehung der Thallandschaft auf die Thätigkeit des fließenden Wassers zurückzuführen. Die Thäler in ihrer Gesamtheit gehören also durchaus zu den ausgearbeiteten Formen; sie sind nichts anderes als die Abflußrinnen des fließenden Wassers und von ihm geschaffen.

Damit soll nicht gesagt sein, dass nicht manche Thalstrecke anderer Entstehung ist; aber auch hier ist das gleichsinnige Gefälle ein Werk des fließendes Wassers und nur die Anlage des Thales führt sich auf andere Vorgänge zurück. Denn diese können immer nur Thalungen, also wenn man will, Thäler ohne gleichsinniges Gefälle, aber nie echte Thäler schaffen. So läßt die Aufschüttung von Moränen und von Dünen häufig zwischen den einzelnen Wällen Thalungen frei. Auch Einstürze, wie sie im höhlenreichen Karst mehrfach vorkommen, führen zur Bildung von Thalungen. Eine 10 *km* lange Thalung wurde 1886 auf Neuseeland durch die Taraveraeruption in der Erdkruste ausgesprengt. Dislokationen

Fig. 163.



Tektonische Kämme und tektonische Thäler im Faltengebirge (nach Heim).
a Antiklinalkamm, *b* Synklinalthal, *c* Monoklinalkamm (Isoklinalkamm), *d* Monoklinalthal (Isoklinalthal), *e* Antiklinalthal, *f* Synklinalkamm.

können ebenfalls Thalungen schaffen, so die Bildung einer Synklinale oder das Einsinken eines leistenförmigen Stückes Erdrinde in Form eines Grabens.*) Wenn auch solche tektonische Vorgänge mehrfach zur Herausbildung einer Thalung und so zur Entstehung eines Thales geführt haben, so ist doch ihre Bedeutung für die Thalbildung weit überschätzt worden. Allerdings ist überaus häufig die Richtung eines Thales von der Richtung einer tektonischen Störungslinie abhängig; das Thal folgt z. B. als Synklinalthal einer geologischen Mulde oder als Antiklinalthal einem Sattel oder als Bruchthal einem Bruch. Solche Thäler wurden tektonisch genannt und ihre Bildung direkt auf die Vorgänge zurückgeführt, die jene tektonischen Störungen erzeugten. Allein diese Anschauung ist heute für viele tektonische Thäler aufgegeben; denn es hat sich gezeigt,

*) Früher nahm man an, dass auch die Bildung einer Antiklinale durch Bersten derselben entlang ihres Scheitels zur Entstehung einer Thalung führen könne, eines sogenannten Aufbruchthales. Diese Anschauung ist heute ziemlich allgemein aufgegeben; die Aufbruchthäler werden als Werk der Denudation aufgefaßt, die den Sattel entfernte, den weichen Kern des Gewölbes z. T. ausräumte und die harten Schichten der Schenkel als Gehänge stehen ließ.

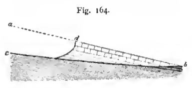
dass auch sie Werke des rinnenden Wassers sind, und dass die tektonischen Verhältnisse nur insofern bei der Thalbildung mitspielten, als sie die Arbeit des Wassers in gewisse Richtungen lenkten. So sind nach Heim die großen Längsthäler der Schweizeralpen echte Erosionsthäler; nur ihre Richtung und auch sie nur im großen ist tektonisch bestimmt. Es folgt die Furche des oberen Rhonethals und des oberen Reußthals, ebenso die des oberen Rheinthals im allgemeinen einer Synklinale, aber sie ist nicht überall an deren tiefste Linie geknüpft. Auch finden sich hier und da Spuren alter Thalböden hoch über der heutigen Sohle, was auf eine allmähliche Entstehung durch Erosion hinweist. Daher hat Penck Recht, wenn er den Begriff der tektonischen Thäler modificiert und als tektonisch solche Thäler bezeichnet, die in ihrem Verlauf eine Beziehung zur Tektonik verraten. Ist dabei die Thalform selbst wesentlich durch die Dislokation entstanden, so spricht er von aufgebaut tektonischen Thälern, ist nur die Richtung durch den Gebirgsbau bestimmt, von ausgearbeitet tektonischen Thälern. Aufgebaut tektonisch ist z. B. das Jordanthal, ein ausgezeichnetes Grabenthal. Ausgearbeitet tektonisch sind die großen Längsthäler der Alpen und diejenigen Querthäler, die sich an Blattverschiebungen knüpfen, wie das Rhonethal unterhalb Martigny. Als Regel kann gelten, dass alle Antiklinalthäler, Monoklinalthäler und Horstthäler stets ausgearbeitet tektonisch sind, dass dagegen Synklinalthäler und Grabenthäler sowohl aufgebaut als auch ausgearbeitet tektonisch sein können. Aufgebaut tektonisch sind die letzteren meist dort, wo sich die heutige Oberfläche nur wenig von der geologischen, d. h. der nach Ergänzung der abgetragenen Gesteinsmassen erhaltenen, entfernt, sonst aber ausgearbeitet tektonisch. Nicht selten treten beide Arten tektonischer Thäler dicht neben einander auf. Ausgezeichnet tektonisch sind z. B. die Längsthäler des Kettenjura; viele von ihnen, so die Antiklinalthäler und die Monoklinalthäler, sind sicher ausgearbeitet, während die Synklinalthäler den Eindruck aufgebauter Thäler machen. Stark modificiert durch Erosion und Denudation sind freilich auch sie.

Durchbruchthäler. Viel diskutirt ist die Entstehung der Durchbruchthäler. Gerade für sie wurde zuerst sehr entschieden eine Bildung durch Flußerosion angenommen, nachher aber ebenso entschieden eine Entstehung auf tektonischem Wege. Thatsächlich ist bis heute für kein einziges Durchbruchthal eine tektonische Entstehung etwa durch Bildung eines Grabens nachgewiesen, wenn sie auch in manchen Fällen denkbar ist; die erdrückende Mehrzahl muß jedenfalls der Arbeit der Flüsse auf Rechnung gesetzt werden. Auf wie mannigfachem Wege das fließende Wasser zur Bildung von Durchbruchthälern führen kann, haben die Untersuchungen von Jukes, Medlicott, Powell, Heim, Tietze, v. Richthofen, Davis, Löwl, Penck u. A. gezeigt.

Zahlreiche Durchbruchthäler verdanken ihre Entstehung einer ungleichen Denudation (Denudationsdurchbrüche). Ihnen allen gemein-

sam ist. dass der Fluß, der den Durchbruch schuf, einst von einer Landoberfläche abfloß, die von der heutigen erheblich abwich. Der Fluß ist also älter als die heutige Gestaltung der Landoberfläche. Er schnitt in die frühere Oberfläche ein und diese wurde durch die der Tiefenerosion folgende Denudation abgetragen, jedoch je nach der Widerstandsfähigkeit der Gesteine in verschiedenem Grade. Wo weiches Material vorhanden war, wurde dieses weggeführt und so das Land hier nahezu bis zum Flußspiegel abgetragen. Anders, wo hartes Gestein der Abtragung trotzte. Wohl schnitt hier der Fluß gleichfalls sein Bett zur Tiefe; aber die Denudation ließ das harte Gestein links und rechts des Flusses fast unberührt stehen. So entstand im harten Gestein ein Durchbruchthal, an das sich oberhalb und unterhalb, im Bereich weichen Gesteins gelegen, Niederungen anschließen. Derart sind die Durchbrüche durch Landstufen; die alte Landoberfläche entsprach hier der Neigung der Schichten (kataklinale Durchbrüche). Beispiele bieten die Flüsse Südenglands, die ihr Quellgebiet im Centrum der flachen Geoantiklinale des Wealdengebietes besitzen und die Stufen der Downs in schmalen, kurzen Thälern durchbrechen. Die Flüsse verraten hier noch das Gefälle der alten ursprünglichen Oberfläche; sie stehen mit den heutigen Höhenverhältnissen im Widerspruch, nicht aber mit der Lagerung der Schichten. Der gleichen Entstehung ist auch das Durchbruchthal der Donau durch die Rauhe Alb bei Tuttlingen.

Fig. 164.



Ein kataklinaler Denudationsdurchbruch.

a d b alter Flußlauf, von einer alten Landoberfläche abfließend, die von hartem Gestein (quadriert) zusammengesetzt ist; im Liegenden der harten Bank weiche Schichten (liniert). Der Fluß schneidet sich allmählich bis zur Lage *c b* ein. Die harte Schicht ward durch Untergraben oberhalb *d* mitsamt einem Teil ihres Liegenden abgetragen; sie bildet bei *d* eine Stufe, die der Fluss *c b* in einem Durchbruchthal passiert.

Fig. 165.

Epigenetischer Durchbruch.

h d e f i Rücken aus hartem Gestein, der durch den Absatz von lockerem Gestein (z. B. von Kies) verschüttet wurde. Der Fluß *a b*, der zuerst auf der neugebildeten Oberfläche fließt, schneidet allmählich zur Tiefe und räumt alles weiche Gestein bis zum Niveau *c d f g* aus, so dass der Rücken wieder blosgelegt wird, den der Fluß im Durchbruch *d f* passiert.

Einen anderen Fall der Denudationsdurchbrüche stellen die epigenetischen Durchbruchthäler dar (Fig. 165). Die Richtung des Durchbruchs und des Flusses entspricht hier der Neigung einer Schicht, die früher vorhanden war, aber durch Denudation so vollkommen entfernt wurde, dass heute die unebene Unterlage jener Schicht zu Tage liegt. Dieser Entstehung ist der Durchbruch der Donau durch einen Ausläufer des böhmischen Massivs bei Passau. Tertiäre Sande und Kiese hatten diesen

Ausläufer ganz zugedeckt; auf ihnen strömte die Donau ostwärts. Allmählich entfernte die Denudation jene lockeren Gesteine, während der Donaulauf seine Lage behielt und in jenen Ausläufer aus Urgebirge einschnitt.

Nicht selten führt sich die Entstehung von Durchbruchthälern darauf zurück, dass sich im Bett eines Flusses eine Scholle oder eine Falte hebt und während der Hebung durchschnitten wird (antecedente Durchbruchthäler). Auch hier ist der Fluß älter als das Durchbruchthal. Dass nachweislich der Durchbruch des Rheins durch das rheinische Schiefergebirge so entstanden ist, führten wir oben S. 229 genauer

Fig. 166.



Der Durchbruch der Birs durch den Rücken des Mt. Raimeux (*a a*) bei Münster (Moutier) im Berner Jura, entstanden während der Emporwölbung der Antiklinale, von Süden gesehen.
(Nach einer Photographie des Verfassers.)

aus. Auch der Durchbruch der Donau durch das Eiserne Thor gehört aller Wahrscheinlichkeit nach hierher, ebenso die Bildung zahlreicher Querthäler (Clusen) im schweizer Jura, wie z. B. der Cluse von Münster (Fig. 166). Ein ausgezeichnetes Beispiel bietet nach Powell (1875) der Durchbruch des Green-River durch das Uintagebirge. Die Bildung der großen Durchbruchthäler durch die äußeren Ketten des Himalaja erklärte Medlicott schon 1865 in dieser Weise. Hier sind die südlichen Vorketten aus den Sedimenten derselben Flüsse zusammengesetzt, die sie durchbrechen. R. D. Oldham und Griesbach deuten eine Reihe von

Durchbrüchen im Soleimangebirge an der Grenze von Vorderindien und Afghanistan in derselben Weise. Die Beweise sind ähnlich den S. 229 aus dem Durchbruch des Rheins angeführten.

Eine Regel zeigt sich bei den betrachteten Formen der Durchbruchthäler: nur große Flüsse können sie schaffen, da nur sie über eine große Erosionskraft verfügen. Ein großer Fluß vermag sein Thal in dem Maß zu vertiefen, wie die Scholle in seinem Bett sich hebt, während kleine Flüsse der Nachbarschaft dadurch eine Ablenkung erfahren. Bei der Bildung eines Denudationsdurchbruchs bestimmt der große Fluß durch die Geschwindigkeit, mit der er seinen Durchbruch einsägt, die Geschwindigkeit der Abtragung des weichen Gesteins oberhalb; kleine, ursprünglich in gleicher Richtung fließende Flüsse können ihm mit der Thalvertiefung im harten Gestein nicht folgen und werden schließlich dadurch, dass infolge der Abspülung die Wasserscheiden vom großen Fluß fortrücken und sich so dessen Stromgebiet erweitert, dem großen Nachbarn tributär (vgl. S. 234). So kommt es, dass die Zahl der Thäler, die einen Gebirgszug durchbrechen, verhältnismäßig gering ist und dass oberhalb des Durchbruchs oft eine Sammlung von Flüssen stattfindet, deren Wasser dann gemeinsam das Durchbruchthal passiert. Trefflich zeigen das z. B. die beiden Denudationsdurchbrüche der Marne und der Aube auf Fig. 119, S. 235.

Den beiden betrachteten Formen gehört die allergrößte Zahl der großen Durchbruchthäler an. Ihnen gegenüber treten Durchbrüche ganz zurück, die ihre Entstehung der Eintiefung eines Seeabflusses oder der Zurückschiebung der Wasserscheide eines stark erodierenden Baches (retrograde Erosion, Löwl) verdanken. So viel wir heute wissen, sind nur kleine Durchbruchthäler auf diesem Wege entstanden.

Thalgehänge und Thalschluß. Wichtig für den Charakter eines Thales ist die Ausgestaltung seiner Gehänge; sie ist ein Werk des Absturzes und der Abspülung. Beide böschen die Gehänge ab, während der Fluß in die Tiefe schneidet. Kann die Abspülung der Gehänge nicht mit der Tiefenerosion des Flusses Schritt halten, so entsteht ein Thal von V-förmigem Querschnitt (Fig. 167 *b*). Seine Sohle ist oft so schmal, dass nur der Fluß auf ihr Platz findet. Ist das Gestein im Stande, senkrechte Wände zu bilden, die Erosion dabei sehr rasch und die Abspülung gering, so bildet sich als höchste Potenz des V-förmigen Thales eine Klamm. Die V-Form zeigen typisch fast alle kleinen Thäler der Alpen. In ihrer großartigsten Entwicklung erscheint sie in hochgelegenen trockenen Gebieten, die von großen Strömen durchflossen werden. Hier ist Tiefenerosion vorhanden, während die Abspülung der Gehänge ganz fehlt. V-förmig ist

Fig. 167.

a *b*

U-förmiges und V-förmiges Thal.

der Cañon des Colorado (Fig. 171, S. 327); einzig der Absturz böscht seine Gehänge ab, die bei der schwebenden Lagerung der Gesteine oft mauerartig steil Hunderte von Meter, ja bis zu 1800 *m* tief zum Fluß abstürzen; der Wechsel des Gesteins bringt an ihnen mannigfache Terrassierungen hervor. In feuchten Klimaten treten Cañons nur auf, wo infolge der Durchlässigkeit des Gesteins die Abspülung aussetzt. Cañonartig sind das Durchbruchthal der Elbe durch das Elbsandsteingebirge und die Thäler des Tarn und seiner Nebenflüsse im Bereich der französischen Causses.*)



Fig. 168.



Die Cluse von Münster im Berner Jura von Norden, Typus eines V-förmigen Thales.
(Nach einer Photographie des Verfassers.)

U-förmige Thäler (Fig. 167 *a*) zeigen sich, wo Thalvertiefung fehlt, dafür aber seitliche Erosion thätig ist; diese untergräbt die Gehänge und unterhält auf diese Weise die steilen Böschungen. U-förmige Thäler entsprechen daher einer Periode der Thalverbreiterung. Die U-Form zeigen vielfach die großen Thäler der Alpen; sie sind durch die Höhenlage des Alpenvorlandes und z. T. durch Seeen, in die ihre Flüsse einmünden, vor Eintiefung geschützt und dadurch einer lateralen Erosion ausgesetzt, so auf weite Strecken hin das untere Innthal, das untere Rheinthal, das Rhonethal. Auch Thäler, deren Flüsse akkumulieren und so das Thal verschütten, zeigen die U-Form.

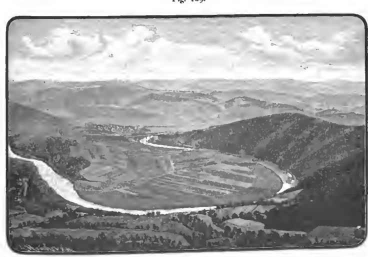
Ganz anders gestalten sich die Gehänge, wo die Abspülung im Vergleich zur Erosion sehr lebhaft ist; hier sind sie sanft abgeböscht und verlaufen allmählich in die Thalsohle. Der charakteristische Querschnitt ist ◡. Wo die Schuttlieferung von den Gehängen so stark ist, dass der

*) So heißen die weiten wasserlosen Kalksteinflächen der Cevennen.

Fluß sie nicht zu bewältigen vermag, findet auch wohl direkt eine Verschüttung der Thäler von den Seiten her statt, wie das mehrfach von centralasiatischen Thälern geschildert wird, z. B. von den beiden Pamirthälern.

Die Mehrzahl der Thäler zeigt einen symmetrischen Querschnitt; doch kommen auch asymmetrische Thäler vor, bei denen das eine Gehänge steiler als das andere ist. In manchen Fällen führt sich das auf einen Unterschied der Gesteine zurück, die die beiden Gehänge zusammensetzen, noch häufiger auf einen ungleichen Bau. So sind Monoklinalthäler in der Regel asymmetrisch, weil das eine Gehänge von Schichtköpfen, das andere von Schichtflächen gebildet wird. Oft aber ist die Asymmetrie auch direkt die Folge eines Unterschiedes in der Erosionswirkung. In Mitteleuropa drängen die vorherrschenden Westwinde vielfach das Wasser der Flüsse

Fig. 169.



Asymmetrie und Windungen des Werrathales oberhalb Witzenhausen.
Nach einer Photographie.

gegen das östliche Thalgehänge, so dass dieses untergraben und dadurch steiler wird, als das westliche. An der Wolga ist unter dem Einflusse der Erdrotation das rechte, westliche Gehänge steiler. Bei stark sich schlängelnden Flüssen zeigt sich häufig auch eine alternierende Asymmetrie: jeweilen ist das an der Prallstelle sich erhebende Gehänge steiler als das an der Konkaven (Fig. 169).

Dieselben Vorgänge — Absturz und Abspülung —, die die Gehänge modeln, gestalten auch den Thalschluß aus. Ist das Thal in gleichartiges

Gestein eingesenkt, so dass der Hintergrund aus demselben Material besteht, wie die Gehänge, so ist in der Regel auch der Thalschluß ausgebildet, wie die Gehänge, und das Thal geschlossen. Anders bei fehlender Gleichförmigkeit des Gesteins. Dann ist, besonders bei Längsthälern, das Thal häufig geöffnet. Gerade bei Antiklinal- und Synklinalthälern findet sich oft weiches Gestein in der Mitte des Thales in gleiche Höhe gebracht, wie an den Gehängen hartes. Das weiche Gestein im Hintergrund erliegt dann der Abtragung, während die harten Seitengehänge stehen bleiben; die Bildung einer Öffnung gegen das Nachbarthal ist die Folge. Diese Öffnung kann durch Abspülung so erweitert werden, dass nur eine Thalwasserscheide beide Thäler trennt. Manche Gegenden der nördlichen Kalkalpen, in deren Schichtserie harte und weiche Gesteine häufig wechseln, sind reich an solchen geöffneten Längsthälern, während sie den in homogenes Gestein eingeschnittenen Thälern der Gneißalpen fehlen.

Thalweitungen, Thalengen, Thalstufen, Thalterrassen. Viele Thäler zeigen einen eigentümlichen Wechsel von Thalweitungen und Thalengen. Oft führt sich das einfach auf einen Gegensatz im Charakter der Gesteine zurück, die das Thal aufbauen: Engen treten in harten Gesteinen, Weitungen in weichen auf. In manchen Fällen aber verknüpft sich mit der Änderung in der Thalweite auch ein Stufenbau des Thales, d. h. ein Wechsel von Strecken steilen Gefälles mit solchen geringen Gefälles; hier ist die Stufenbildung die Ursache der Weitung oberhalb. Die Stufe entspricht stets einer Stelle, wo aus irgend welchen Gründen der Fluß sein Bett nicht in dem Maß vertieft hat, wie oberhalb und unterhalb: der Flußlauf ist festgelegt und dadurch oberhalb eine Thalverbreiterung durch seitliche Erosion verursacht, während unterhalb durch Tiefenerosion ein enges V-förmiges Thal entsteht. Ein solcher Stufenbau fehlt Thälern großen Alters. Denn das fließende Wasser arbeitet sich bei genügend langer Einwirkung stets eine ausgeglichene Normalkurve aus, bei der das Gefälle von der Quelle bis zur Mündung stetig abnimmt. Alte Gebirge, besonders wenn sie in der Diluvialzeit keine Gletscher trugen, besitzen daher Thäler mit ausgeglichenem Gefälle. Trefflich zeigt das das Thal des Regen im Böhmerwald; mit gleichmäßigem Gefälle führt es von der Höhe des Waldes bis zur Niederung. Mehrfach wechseln zwar, je nach dem Gesteinscharakter, Thalweitungen und Thalengen; so passiert der Fluß in einer Enge den Pfahl. Allein das Gefälle kehrt sich an diese Engen nicht, sondern entspricht ganz der Normalkurve des Flusses. Ganz anders die Thäler in jugendlichen Gebirgen, in denen die Flüsse noch nicht allzu lange arbeiten und noch weit vom Ziel einer Normalkurve entfernt sind. Hier treffen wir ausgezeichneten Stufenbau, besonders bei Thälern, die nur von kleinen Gewässern durchströmt werden. Dieser Art sind die Thäler der Alpen. So hat das Gasteiner Thal drei Stufen. Die erste führt von der Thalmündung bei Lend (630 *m*) hinauf zur Thalweitung von Gastein (820 bis 860 *m*), die zweite von hier zur Thalwei-

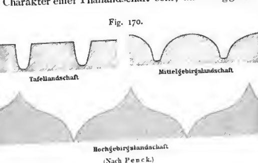
tung von Böckstein (1000 bis 1150 *m*), die dritte endlich zum Nassfeld (1560 *m*). Ein solcher Stufenbau kennzeichnet ein Thal jederzeit als unfertig. Unfertig sind zum größten Teil die Thäler der Alpen.

Schneidet ein Fluß in den breiten Boden eines U-förmigen Thales ein, so bleiben Teile des Thalbodens als Thalleisten oder Thalterrassen am Gehänge zurück.*) Sie bestehen, wenn der breite Thalboden durch laterale Erosion geschaffen war, aus Fels (Felsterrassen); war er durch Akkumulation gebildet, aus Schotter (Schotterterrassen). Fast vollständig unverletzt haben sich Thalleisten aus Fels oft unterhalb von Wasserfällen und Schnellen erhalten, die rückwärts in Thalstufen einschneiden. Wenn sie auch allmählich durch Absturz und Abspülung zu Grunde gehen, so lassen sie sich doch oft noch lange als Überreste eines alten Thalbodens erkennen. Sind die Thalterrassen breit entwickelt, so zeigt sich die eigentümliche Erscheinung eines Thales im Thal. Steht man z. B. auf der hohen Akkumulationsterrasse des Innthales bei Innsbruck, so sieht man nur den alten Thalboden und ahnt nichts von dem in denselben nachträglich eingeschnittenen sekundären Thal, das man erst von der Kante der Terrasse aus erblickt. Thalterrassen weist das Reußthal in deutlicher Entwicklung auf. Heim konnte hier die Spuren von fünf übereinander gelegenen Thalböden nachweisen, deren jeder durch Thalverbreiterung entstand. Freilich sind die obersten Terrassen z. T. sehr undeutlich.

Thallandschaften.

Fast stets treten die Thäler in Thallandschaften vereinigt auf. Überaus verschieden kann der Charakter einer Thallandschaft sein; ausschlaggebend ist hierfür die Art und Weise, wie die Erhebungen zwischen den einzelnen Thälern gestaltet sind. Sind die Thäler durch ebenflächige Höhen von einander getrennt, die in mehr oder minder steilen Gehängen abfallen, so liegt eine Tafellandschaft vor. Hier treffen die Gehänge zweier benachbarter Thäler einander nicht und ausgesprochene Wasserscheiden fehlen (Fig. 170). Anders in der Gebirgslandschaft, wo

Fig. 170.



(Nach Penck.)

*) Die Thalleisten sind wohl zu unterscheiden von den Felsbändern oder Verwitterungsterrassen, die vielfach an Gehängen zu beobachten sind. Jene verlaufen ganz unabhängig von den Gesteinsschichten, während ein Band stets an den Ausbiß einer bestimmten Gesteinsbank geknüpft ist.

die Gehänge benachbarter Thäler in enge Beziehung zu einander treten, sei es nun, dass sie einander in einem Grat schneiden oder über einen Rücken hinweg in einander verlaufen; die Wasserscheiden sind stark ausgeprägt.

Tafellandschaft. Als Tafellandschaft oder kürzer als Tafelland*) läßt sich eine Thallandschaft bezeichnen, die in eine Ebene eingeschnitten ist. Je nachdem die Thäler in größerer oder kleinerer Entfernung von einander auftreten, herrscht mehr der Eindruck der Ebenheit oder mehr der der Thallandschaft vor. Meist entspricht die Ebene einer Schichtfläche; sie pflegt dann sehr vollkommen eben zu sein (Schichttafelland oder Tafelland schlechthin). Viel unvollkommener eben ist sie, wenn ihre Oberfläche von einer Abrasions- oder Denudationsfläche, einer sogenannten Rumpffläche, gebildet wird (Rumpftafelland).

Nur wo Abspülung fehlt, können sich Tafellandschaften entwickeln; wir treffen sie daher besonders in regenarmen Hochländern der Erde. Doch kommen sie auch in feuchten Klimaten vor, wo ein durchlässiger Boden die Abspülung aufhebt, oder wo die Flüsse erst seit verhältnismäßig kurzer Zeit an der Arbeit sind. Noch mehr als in Trockengebieten sind sie hier an das Auftreten von Schichten in schwebender Lagerung gebunden. Zur Bildung von Tafellandschaften neigen daher besonders Gebiete, die aus Kalkstein oder Sandstein zusammengesetzt sind, aber auch Schotter- und Lössgebiete. Ausgezeichnete Tafellandschaften entstehen, wo Flüsse in Thalausfüllungen einschneiden, wie uns die schwäbische Diluvialplatte lehrt (siehe oben S. 304). Weit großartiger sind die Tafellandschaften, die durch Eintiefen von Thälern in Steppenböden (Hohlebenen) entstehen (S. 300). Thonige und mergelige Ablagerungen lassen selbst in trockenen Klimaten nur selten die Entstehung einer Tafellandschaft zu, weil sie der Abspülung ausgesetzt sind.

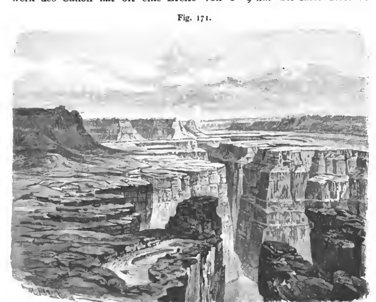
Die Form der Thäler des Tafellandes kann verschieden sein; doch dominieren Cañonthäler, ist doch deren Entstehung an die gleichen Bedingungen geknüpft, wie die Bildung der Tafellandschaft selbst — an das Fehlen der Abspülung.

Die großartigsten Beispiele von Tafellandschaften bietet uns das Coloradoplateau dar, das wir besonders durch die Untersuchungen von Powell und Dutton kennen (Fig. 171). Obwohl Dislokationen, Verwerfungen und Flexuren, das Gebiet betroffen haben, ist doch die schwebende Lagerung der Schichten nicht merklich gestört. In sie eingeschnitten haben die Flüsse tiefe Cañons, deren Wände, vom in die Tiefe erodierenden Fluß untergraben, durch Abstürze seitwärts rücken. Sie zeichnen sich durch eine prachtvolle Bänderung aus, eine Folge des mehrfachen

*) Unter Tafelland und Gebirgsland verstehen wir hier mit Penck Landschaftsformen; es wäre daher korrekter, stets von Tafellandschaften und Gebirgslandschaften zu sprechen, wenn das nicht oft zu schleppend wäre.

Gesteinswechsels. Jede weiche und wasserundurchlässige Schicht markiert sich durch eine Terrasse von geringer Böschung, jede harte, wasserdurchlässige durch einen Steilabfall. Mehrfach gewinnen die Terrassen bedeutende Breite und zeigen so scheinbar das Phänomen eines Thals im Thal, nur, dass die Terrassenfläche nicht der Überrest eines alten Thalbodens, sondern eine bloßgelegte Schichtfläche ist. Auch die Wände, die diese Terrassenfläche begrenzen, rücken als echte Denudationsstufen seitwärts vom Fluß fort, in dem Maß als Verwitterung, Wind und Grundwasser sie durch Fortführung des weichen impermeablen Gesteins untergraben, das an ihrem Fuß ausstreicht. Das so entstandene obere Stockwerk des Cañon hat oft eine Breite von 8—9 *km* bei einer Tiefe von

Fig. 171.



Tafellandschaft am großen Cañon des Colorado.

600 *m*, während der eigentliche Cañon nur 1.0 bis 1.2 *km* breit, dafür aber 900 *m* tief in die Terrasse eingerissen ist. Hier und da zählt man selbst mehr als zwei Stockwerke übereinander; dabei tritt stets als Terrassenfläche die obere Schichtfläche einer mächtigen permeablen Gesteinsbank auf, deren Hangendes entfernt worden ist. Nicht selten erheben sich auf den Terrassen Tafelberge als Zeugen — Überreste der höher gelegenen Terrasse, die beim Zurückweichen der Wände stehen blieben.

Während im Coloradogebiet die Tafeloberfläche sich fast immer an Sandstein oder Kalkstein knüpft, wird sie in Dekan von ausgedehnten

Lavadecken, dem sogenannten Dekantrapp gebildet. Hier ist es direkt die Härte des Materials, die die Abspülung hemmt, dazu auch wohl die säulenförmige Absonderung, die dem Gestein eine gewisse Durchlässigkeit verleiht. In die Lavadecke sind Cañons bis zu 1800 *m* Tiefe eingeschnitten.

Arm an Tafellandschaften ist Europa. Im Elbsandsteingebirge treffen wir ein wenig ausgedehntes, dafür aber typisches Tafelland. Es zeigt mehrere Stockwerke, wie beim Coloradoplateau: Über der Sandsteinebene, in die die Elbe ihr cañonartiges Thal eingenagt hat, erheben sich als Überreste einer mächtigen, heute größtenteils entfernten Gesteinsbank die sogenannten «Steine» (Königstein, Lilienstein, Tschirnsteine etc.). Tafellandschaften treten uns auch im Bereich der Muschelkalkplatte Thüringens entgegen, desgleichen in der Rauhen Alb.

Nimmt die Durchthalung zu, so wird die ursprünglich zusammenhängende Tafel in einzelne Tafelberge zerschnitten. Ausgezeichnete Tafelberge, denen harte, durchlässige Sandsteine und Quarzite (Kreide) als schützende Decke dienen, treten in Australien auf. In Südafrika sind die Tafelberge der Kapformation gleichfalls aus Sandstein aufgebaut, die der Karrooformation dagegen durch Zerschneiden einer Diabasdecke entstanden. Auch die Tafelberge Abessyniens, die Amben, verdanken ihre Gestalt schützenden Lavadecken. In Europa treten mitten in den Alpen Berge auf, deren Oberfläche durch Becken- und Thalbildung stark uneben ist, gleichwohl aber an die Tafelform erinnert; sie sind an Kalkstein geknüpft und stellen Übergangsformen zwischen Tafelbergen und Tafellandschaften einerseits und Gebirgs- und Beckenlandschaften andererseits dar. Dieser Art ist der Dachstein, der Schneeberg, die Raxalp.

Auch die Tafelberge erfahren durch Untergrabung und Absturz allmählich eine Verkleinerung; sie können zu Türmen reduciert werden (Elbsandsteingebirge, zahlreiche Kalktürme in den Kalkalpen). Schließlich stürzt auch der Turm ein und das Endresultat des Prozesses ist die Herausbildung einer tiefer gelegenen Ebene, deren Oberfläche wieder einer Schichtfläche entspricht.

Im Vergleich zum Schichttafelland treten deutlich erhaltene Rumpftafelländer zurück. Niemals ist die Ebenheit der Höhen zwischen den Thälern hier so unversehrt; fast immer zeigen sich Formen, die an die des Mittelgebirges erinnern. Als ein Mittelding zwischen einer in Tafelformen zerschnittenen Rumpffläche und einer Mittelgebirgslandschaft erscheinen Teile des rheinischen Schiefergebirges; es entstand durch Thalbildung in einer welligen Ebene; es fehlte hier die schützende permeable Gesteinsdecke, die im Stande gewesen wäre, während der Thalbildung die Abspülung außer Thätigkeit zu setzen.

Gebirgslandschaft. Das wesentliche Merkmal der Gebirgslandschaft gegenüber der Tafellandschaft ist, dass sich hier zwischen benachbarten Thälern stets als ausgesprochene Wasserscheide ein Kamm erhebt. Auf

dem Kamm treffen wir Gipfel und Pässe. Ihre Lage ist oft die Folge eines Unterschiedes in der Gesteinsbeschaffenheit, derart, dass harte, der Abtragung Widerstand leistende Gesteine Gipfel aufbauen, während im Bereich weicher Gesteine der Kamm niedriger ist. In vielen Fällen aber, vor allem dort, wo ein Kamm aus gleichförmigem Gestein zusammengesetzt ist, ist die Anordnung der Thäler, die vom Kamm zum Hauptthal herabziehen, und die der sie scheidenden Nebenkämme maßgebend: wo mehrere Kämme zusammenstoßen, treffen wir stets einen Gipfel; wo dagegen die Hintergehänge zweier Thäler sich verschneiden, einen Paß. Die Karte auf S. 330 bietet zahlreiche Beispiele. Die Erklärung liegt auf der Hand: je weiter ein Punkt der Wasserscheide von den beiden benachbarten Wasserrinnen entfernt liegt, desto höher ist er, je näher, desto niedriger. Aber auch in der Gebirgslandschaft kann die Vereinigung der Gehänge benachbarter Thäler auf verschiedene Weise erfolgen. Hierauf beruht zum Teil der Gegensatz zwischen Mittelgebirgslandschaft und Hochgebirgslandschaft.

Hochgebirgslandschaft und Mittelgebirgslandschaft. Eine Reihe von Eigentümlichkeiten charakterisieren die Hochgebirgslandschaft gegenüber der Mittelgebirgslandschaft. Der Betrag der Unebenheit ist weit größer: bei gleichem Abstand der Thäler sind die trennenden Kämme weit höher und deswegen auch ihre Gehänge erheblich schroffer. Die Gehänge schneiden einander meist in scharfer Kante, so dass die Kämme als Grate erscheinen, während sie im Mittelgebirge als Rücken entwickelt sind. Besonders in der Gipfelregion herrschen im Mittelgebirge durchaus konvexe Gehängeformen vor, im Hochgebirge mehr konkave. Konvex sind im Hochgebirge dagegen oft die untern Teile der Gehänge, soweit die Waldvegetation reicht; ungefähr in der Höhe ihrer oberen Grenze liegt häufig die Knickung, wo das konvexe Gehänge aufwärts in das konkave übergeht. Ein sekundäres Merkmal ist endlich die Vegetation: im Mittelgebirge ist sie üppig entwickelt und geht bis auf die Wasserscheiden hinauf. In der Hochgebirgslandschaft findet sich reiche Vegetation wohl in der Tiefe, in der obern Region, der eigentlichen Hochgebirgsregion, aber nicht mehr; hier liegt Fels und Schutt meist nackt zu Tage oder ist unter Eis und Schnee vergraben. Da die Vegetationsgrenze von der Seehöhe abhängt, so ist eine gewisse Seehöhe für die Entwicklung einer Hochgebirgslandschaft erforderlich; aber sie ist doch nicht allein maßgebend. So treffen wir z. B. in Nordamerika Mittelgebirgslandschaften mit Gipfeln, die 4000 *m* Seehöhe erreichen, während in Mitteleuropa etwa die Höhe von 1500 *m* die Grenze zwischen Hochgebirge und Mittelgebirge darstellt. Nicht immer treten alle Merkmale gleichzeitig auf, so dass sich zahlreiche Übergangsformen finden.

Alle die geschilderten Momente beeinflußen die Thätigkeit der Kräfte, die die Formen der Gebirgslandschaft im einzelnen ausgestalten.

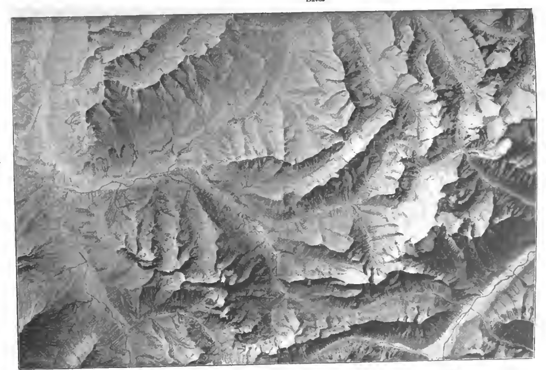


Fig. 172. Reliefkarte der Hochgebirgslandschaft in der Umgebung des Albula-Passes (zwischen Davos und dem Engadin).
(Verkleinerung nach der Reliefkarte des eidgen. topographischen Bureaus in Bern.) — Maßstab 1 : 200 000.

In der Hochgebirgslandschaft ist, besonders in der Höhe, die mechanische Verwitterung sehr bedeutend; in der Region zwischen der Vegetationsgrenze und der Schneegrenze ist sie geradezu allmächtig. Vor allem der Spaltenfrost*) frißt die Gehänge an. Da die Böschungen dabei stets mehr oder weniger der Maximalböschung entsprechen, die dem sie zusammensetzenden nackten Gestein zukommt, so erfolgen Abstürze, und auch die Abspülung, die durch keine Vegetation gehemmt ist, wirkt bei der Steilheit der Gehänge energisch, desgleichen Wind und Lawinen. Dadurch werden die Trümmer, die die Verwitterung aus dem Gesteinsverband löst, rasch abwärts befördert. In der Nähe der Schneegrenze wirken Schneefelder und kleine Gletscher mit, indem sie das Verwitterungsmaterial fortschaffen und zugleich ihren Boden abnutzen. Das Gestein wird auf diese Weise immer wieder entblößt und der Verwitterung zugänglich gemacht. So sind die Formen des Hochgebirges durchaus die Formen der mechanischen Verwitterung, des Absturzes und der energischen Abspülung. Wo Schneefelder sich finden, entstehen förmlich Nischen im Gehänge, die wenn sie einen mehr oder minder horizontalen Boden besitzen, Kare genannt werden. Oft liegt Kar neben Kar und ihre Gehänge verschneiden sich in scharfen Graten. Nischen anderer Art mit steil geneigten Sohlen fressen die Wildbäche ein. So kommt es zur Bildung von konkaven Formen in der Höhe.

Da das Felsgerüst meist bloßgelegt ist, so ist sein Bau für die entstehenden Formen überaus wichtig. Bei schwebender Lagerung der Schichten äußert sich jeder Wechsel im Gestein in einer Bänderung der Gehänge; bei steiler Stellung bilden die harten Schichten Rippen. So spiegelt sich in den Formen gleichzeitig der Gesteinscharakter und die Tektonik.**) Im allgemeinen gilt, dass steile Schichtstellung kühn zugeschnittene Gratformen erzeugt, schwebende mehr Tafelformen. Dadurch, dass jeder Wechsel im Material, jede Änderung in der Schichtstellung sofort in den Formen zur Geltung kommt, gewinnt die Hochgebirgslandschaft einen Formenreichtum, der in scharfem Gegensatz zur Einförmigkeit der Mittelgebirgslandschaft steht. Das gilt vor allem von der Gipfelregion der Hochgebirgslandschaft, während deren unteres, im Bereich des Waldes gelegenes Stockwerk schon mehr die Züge der Mittelgebirgslandschaft trägt.

In der Mittelgebirgslandschaft, etwa im südlichen Schwarzwald, tritt im allgemeinen des Vegetationskleides wegen die mechanische Verwitterung zurück; dafür arbeitet die chemische. Aber das losgelöste Material kommt, mit wenigen Ausnahmen, der geringeren Böschungen

*) D. h. Verwitterung durch Gefrieren von Wasser in Spalten.

**) Früher glaubte man, der Gesteinscharakter allein sei für die Formen maßgebend. Das ist nicht richtig. Turmförmige Gestalten kommen z. B. in den Alpen sowohl beim Alpengranit als auch beim Amphibolit, beim Hochgebirgskalk und beim Dolomit vor. Runde Formen können sowohl aus Granit und Gneis (Bachergebirge), als auch aus Sandstein (Wiener Wald) und weichem Schiefer (Salzburger Schieferalpen) bestehen u. s. w.

und der Vegetationsbedeckung wegen nicht zum Abstürzen und auch die Abspülung ist gering. Daher bedeckt mehr oder weniger mächtiger Schutt Höhen und Gehänge und verhüllt das Felsgerüst. Aus diesem Grund sind Schichtung und Klüftung meist nur ganz untergeordnet maßgebend für die Formen. Diese sind daher monoton; selten tritt nackter Fels zutage. Nur wo Gesteine der Verwitterung besonders widerstanden, treffen wir inmitten der runden Rücken vereinzelte aufragende Felsen, oft auch nur ein Haufwerk lose aufeinander getürmter Blöcke (Felsenmeere). Weil die Abspülung gering ist, vermag sie die Gehänge oft nicht so rasch abzuböschen, wie die Flüsse in die Tiefe schneiden. Die Gehänge werden dadurch in ihren unteren Teilen konvex. Nur in breiten Thälern, die nicht mehr in Vertiefung begriffen und auch nicht lateraler Erosion ausgesetzt sind, treten uns die untern Gehänge auch konkav entgegen, eine Folge der Schuttablagerung, die sich an ihren Fuß knüpft. Bei der Rundung der Kämme spielen verschiedene Faktoren mit. Wo eine Mittelgebirgslandschaft durch Zerthalung aus einer Rumpffläche entstand, sind oft die Oberflächen der Rücken nichts anderes als Reste der alten Rumpffläche, so beim rheinischen Schiefergebirge. Allein in der großen Mehrzahl der Fälle passt diese Erklärung schon deswegen nicht, weil sich die Höhe eines Rückens von Pass zu Gipfel ändert. Hier muß die Rückenbildung durch Abtragung erfolgt sein. Die Verwitterung muß vorgearbeitet und etwa der Wind das Verwitterungsmaterial entfernt und so die Kämme zugestutzt haben (Penck). Dabei dürfte die Karbildung eine gewisse Rolle spielen: oberhalb der Vegetationsgrenze drangen Kare in den Körper des Kammes ein, verkleinerten ihn immer mehr, bis schließlich alles Gestein oberhalb der Vegetationsgrenze, die die Höhe des Bodens der Kare bestimmt, rasiert war (Richter).

Konstanz der Gipfelhöhen. In einer Gebirgslandschaft gruppieren sich die Gipfel in der Regel um eine bestimmte Höhe herum. Die Gipfelhöhe ist annähernd konstant (Penck). Das gilt vom Mittelgebirge wie vom Hochgebirge. Jede Aussicht lehrt das, nicht minder auch exakte Messungen. Es hängt das damit zusammen, dass die heutigen Gipfelhöhen in allererster Reihe ein Werk der Denudation sind, die bei einem bestimmten Klima und bei einer hierdurch annähernd bestimmten Entfernung der Thäler von einander zwischen diesen nur scheidende Kämme von einer bestimmten, von der Maximalböschung abhängigen Höhe stehen läßt (vgl. oben S. 234), mag die ursprüngliche Oberfläche gewesen sein wie sie will. Freilich macht sich diese Konstanz der Gipfelhöhen nur bei Gipfeln aus Gesteinen geltend, die der Denudation gleichen Widerstand entgegensetzen. Anders, wenn Gipfel aus verschiedenem Gestein vorliegen. Dann sind stets die aus weichem Gestein aufgebauten niedriger. So werden die Salzburger Schieferalpen bei Zell am See sowohl von den Gneisalpen im Süden als von den Kalkalpen im Norden überragt, weil sie aus weichem Material bestehen. Dem Gebirgsbau nach sollte ihre Höhe in der Mitte stehen.

Horizontale Gliederung der Gebirgslandschaft. Sehr mannigfach kann im Gebirgsland die Anordnung der Kämme und Thäler sein. Man unterscheidet eine strahlenförmige oder radiale (Fig. 173 *a*), eine fiederförmige (Fig. 173 *b*) und eine rostförmige Gliederung (Fig. 173 *c*). Die Anordnung der Kämme und Thäler hängt bei der strahlenförmigen wie bei der fiederförmigen Gliederung von einer ursprünglichen Abdachung ab. Die erste Form führt sich auf eine ursprünglich von einem centralen Punkt nach allen Richtungen abfallende Oberfläche zurück; sie tritt daher u. a. oft bei zerthalten großen Vulkankegeln auf (Cantal, Mont-Dore, Vogelsberg). Der fiederförmigen Gliederung liegt eine Erhebung mit zwei Abhängen nach entgegengesetzten Seiten zu Grunde. Bei beiden Formen spielt die Lagerung und der Charakter der Gesteine nur eine ganz untergeordnete Rolle. Ganz anders die rostförmige Gliederung (v. Richthofen). Hier ist die Anordnung der Kämme und Thäler durchaus mehr oder minder parallel und stets entsprechend dem geologischen Bau; Thäler und Kämme sind also tektonisch. Diese Form der Anordnung ist besonders charakteristisch für gefaltete Gebiete, die von Gesteinen wechselnder Beschaffenheit aufgebaut werden. Ein ausgezeichnetes Beispiel bietet der Ketten-Jura. Die Schichten sind hier in lange Falten gelegt. Thäler und Kämme folgen ihrem Streichen. Neben einander kommen Synklinal-, Antiklinal- und Monoklinalkämme, sowie Synklinal-, Antiklinal- und Monoklinalthäler vor. (Siehe Fig. 163, S. 317.) Häufig sind die Längsthäler gegeneinander geöffnet, so dass sie sich zu Thalzügen gruppieren. Rostgebirge dieser Art sind durch die Denudation eines Faltensystems entstanden. Figur 174 soll das erläutern. Hier ist ein gefalteter Schichtenkomplex angenommen, wie er z. B. im Faltenjura vorkommt, der aus abwechselnden harten und weichen Gesteinen besteht. Durch Abtragung der hochragenden Antiklinale ward deren weicher Kern

Fig. 173.

a

b

c

Typen der Gebirgsgliederung. (Nach Penck.)

a Radiale Gliederung (Oetzthaler Alpen).

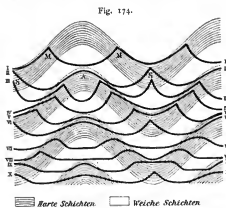
b Fiederförmige Gliederung (Zillerthaler Alpen).

c Rostförmige Gliederung mit hakenförmigen Umbiegungen.*)

*) Die hakenförmigen Umbiegungen der Kämme knüpfen sich an das Ausgehende harter Schichten am Ende einer Mulde oder eines Sattels.

bloßgelegt und so ein Antiklinalthal geschaffen, das von zwei Monoklinalkämmen begrenzt ist.*) Daneben besteht ein Synklinalthal (Profil I). Die Monoklinalkämme weichen unter dem Einfluß der Denudation zurück; im Kern des Gewölbes erscheint eine harte Schicht, die nun einen Antiklinalkamm bildet (Profil II). Die Monoklinalkämme sind dabei so weit gegen die Synklinale hin gerückt, dass diese schließlich zu einem Synklinalkamm ward, begrenzt von Monoklinalthälern. Bei weiterer Abtragung entsteht im Gewölbe ein Antiklinalthal, während sich der Synklinalkamm noch hält u. s. f.**) Für die Verteilung der Kämme und Thäler in einem bestimmten Moment gilt, wie Penck gezeigt hat, eine einfache Regel: Erhebungen finden sich überall dort, wo zwischen dem durch die Gipfel und dem durch die Thalsohlen gelegten Niveau widerstandsfähige Gesteine, wie Kalkstein, Sandstein auftreten, Vertiefungen dort, wo weiche Gesteine erscheinen. Dabei entspricht die Anordnung der Kämme auch darin der Tektonik, dass deren stets so viele sind als mächtigere harte Schichten an der Oberfläche ausstreichen.

Fig. 174.



Denudation einer gefalteten Schichtserie. (Nach Penck.)

Die kräftigen Linien I—X markieren Profile durch die Landoberfläche zu verschiedenen Zeiten.

Verbreitung der Gebirgslandschaft. Die Gebirgslandschaft, mag sie nun in Form von Hochgebirgs- oder Mittelgebirgslandschaft auftreten, ist auf der Erdoberfläche weit verbreitet. Ihre großartigste Entfaltung zeigt sie in hochgelegenen Gebieten, besonders in Gebirgen. Sie ist keineswegs an einen bestimmten geologischen Bau geknüpft. Es kann vielmehr eine Gebirgslandschaft bei jeder Lage der Gesteine entstehen, sobald nur Thäler mit deutlichen Wasserscheiden darin eingerissen werden können. Faltenland wie Schollenland und vulkanisches Land, aber nicht minder ungestörtes Land kann uns als Gebirgslandschaft entgegentreten. In der größeren Zahl der Fälle kombiniert sich die Gebirgslandschaft allerdings

*) Wie hierbei die Verschiebung der Wasserscheiden erfolgt, siehe S. 234.

**) In der Figur ist angenommen, dass die Abtragung der Gipfel rascher vor sich geht, als die Eintiefung der Thäler, so dass der Abstand beider sich verkleinert, je tiefer sich die Oberfläche legt. Es entspricht das der Thatsache, dass die Denudation, vor allem aber die Thalbildung umso langsamer arbeitet, je mehr das Land sich erniedrigt.

mit einer gestörten Lagerung der Schichten, weil eben die Dislokationen die hohe Lage des Gebietes verursachten und so eine kräftige Thalbildung ermöglichten. Horizontal aber liegen die Schichten im schweizerischen Mittelland, die die Mittelgebirgslandschaft der Umgebung des Napf zusammensetzen, horizontal auch die Schichten, die die großartige Hochgebirgslandschaft der Umgebung des Virgenthals in Arizona aufbauen. Nur wo Abspülung fehlt, sei es des Klimas, sei es des permeablen Gesteins wegen, entsteht bei schwebender Lagerung der Schichten keine Gebirgslandschaft, sondern eine Tafellandschaft.

Umwandlungsformen der Gebirgslandschaft. Die Hochgebirgslandschaft stellt das höchste Maß von Unebenheit dar, das überhaupt möglich ist; sie ist als solche nicht von langer Lebensdauer. Das Schicksal eines jeden Hochgebirges ist, abgetragen zu werden. Die die Thäler scheidenden Kämme werden durch Verwitterung, Absturz und Abspülung erniedrigt. Schneiden gleichzeitig die Flüsse die Thäler um den gleichen Betrag ein, so dass die relative Höhe der Kämme sich nicht ändert, so erhält sich der Hochgebirgscharakter noch, während die absolute Höhe des Gebirges abnimmt. Arbeiten die Flüsse langsam, so haben Absturz und Abspülung Zeit, die Gehänge abzuböschen, die relative Höhe der Kämme nimmt ab, die Grate werden schließlich durch Verwitterung und Wind abgestutzt; so wird die Hochgebirgslandschaft in eine Mittelgebirgslandschaft verwandelt. Das ist z. B. mit Teilen der norischen und der cetischen Alpen geschehen. Ein solches Ziel wird freilich erst in längern Zeiträumen erreicht, die nach Hunderttausenden von Jahren zählen, aber doch mit der Dauer der geologischen Perioden verglichen kurz sind. Mit der Umformung der Kämme geht häufig die Öffnung der Thäler gegeneinander Hand in Hand; Kammwasserscheiden werden zu Thalwasserscheiden erniedrigt. Geht die Öffnung weiter und betrifft sie schließlich die Mehrzahl der Thäler, so wird das Gebirgsland in eine Berggruppe aufgelöst, die durch fernere Abtragung in eine Hügelgruppe verwandelt werden kann. Als Berge in Form von Rücken oder Kuppen sind hier meist nur noch Partieen aus widerstandsfähigen Gesteinen erhalten. Bei Vulkanen sind es die Lava-Ausfüllungen der Schlote, in anderen Fällen harte Quarzitgesteine, auch Sandsteine und Kalksteine. Die ausgearbeitete Hügelgruppe stellt die letzte aus einem Gebirgsland entstandene unebene Form der Erdoberfläche dar. Erliegt auch sie der Abtragung bis nahezu zum Meeresniveau, so ist eine Rumpflandschaft das Endresultat des ganzen Denudationsprozesses, eine wellige Ebene, wie sie uns in Kanada vorliegt.*) So stellen uns denn Hochgebirgslandschaft, Mittelgebirgslandschaft, ausgearbeitete Berggruppe, Hügelgruppe und endlich Rumpflandschaft die Glieder einer stetigen Entwicklungsreihe dar. Allein oft vollzieht sich diese Entwicklung nicht so kontinuierlich, sondern sie wird gestört. So

*) Nicht immer ist die Rumpflandschaft die Folge eines Denudationsprozesses; mehrfach scheint die Abtragung auch durch die Abrasion der Brandung erfolgt zu sein.

kann eine Mittelgebirgslandschaft durch Senkung der Erosionsbasis, die den Flüssen von neuem einzuschneiden erlaubt, in eine Hochgebirgslandschaft oder eine Rumpffläche durch Hebung in eine Mittelgebirgslandschaft umgestaltet werden u. s. w. Wie diese Vorgänge sich abspielen, hat W. M. Davis für die Gebiete am atlantischen Gestade der Vereinigten Staaten gezeigt. Er wies nach, dass diese Gegend dreimal in eine Rumpflandschaft verwandelt wurde, in vortriassischer, in kretacischer und in tertiärer Zeit. Jedesmal ergriffen von neuem Dislokationen das Rumpfland, hoben es empor und dislocierten es in verschiedener Weise; dadurch leiteten sie eine neue Periode der Thalbildung ein, die aus der Rumpffläche abermals eine Mittelgebirgslandschaft schuf, die wieder der Denudation erlag. Die Beobachtungen, die er hier anstellen konnte, veranlaßten Davis ganz allgemein in der Entwicklung der Oberflächenformen drei Alterstufen der Landschaft zu unterscheiden: 1. Die Jugend; die Formen der Landschaft sind hier noch relativ unberührt von abtragenden Prozessen, und direkt auf Akkumulation oder auf Krusten- oder Magma-Bewegungen zurückzuführen. 2. Die Reife. Durch Abtragung (Erosion und Denudation) ist ein Maximum von Unebenheit entstanden. 3. Das Alter. Die Landschaft ist durch Abtragung in eine ausdruckslose Rumpffläche (*peneplain* = Fastebene) verwandelt worden.

Becken.

Definition und allgemeine Eigenschaften. Becken sind hohle Formen, die rings von ansteigenden Böschungen umgeben sind; hohl sind sie stets in Bezug auf die Niveaufläche der kugelförmigen Erde, aber nicht immer absolut. So stellt sich das Becken des kaspischen Meeres zwar, wenn man seinen Boden auf die Kugelgestalt der Erde bezieht, als ein Becken dar, während sein Boden thatsächlich durchaus konvex ist, nur weniger konvex als die Niveaufläche der Erde an der betreffenden Stelle; daher ist es auch von Wasser eingenommen. Becken, die absolut hohle Formen sind, hat Penck in neuerer Zeit Wannen genannt.*)

Überall, wo auf der Landoberfläche reichlich Wasser vorhanden ist, sind die Becken bis zum Überfließen mit Wasser gefüllt; sie beherbergen Flußseeen. Die Ausdehnung des Seespiegels entspricht hier der Größe des Beckens. Anders in Gegenden, wo fließendes Wasser, sei es des trockenen Klimas, sei es des permeablen Bodens wegen, fehlt. Die Becken sind hier teilweise oder ganz leer und besitzen überhaupt keinen oder doch keinen oberirdischen Abfluss. Nimmt ein See ein solches Becken ohne oberirdischen Abfluß ein und fehlt ihm jeglicher Abfluss, so dass ihm Wasser nur durch Verdunstung entzogen wird, wie oft in

*) Penck vermeidet den Ausdruck Becken, weil dieser in der That in sehr verschiedener Bedeutung gebraucht wird (Thalbecken, Flußbecken, Pariser Becken, Kohlenbecken u. s. w.). Der Ausdruck Wanne ist daher für absolut hohle Formen sehr zweckentsprechend. Doch läßt sich der alte eingebürgerte Ausdruck Becken dafür nicht auf einmal verdrängen. Wir gebrauchen hier beide Ausdrücke nebeneinander und zwar im Sinn der obigen Definition.

trockenen Gebieten, dann nennt man den See einen Endsee; findet die Abführung des Wassers aus dem See durch unterirdische Kanäle statt, wie in feuchten Klimaten im Bereich permeabler Gesteine, so liegt ein Blindsee vor.

Becken sind auf der Landoberfläche überaus verbreitet; aber nur dort treten sie deutlich hervor, wo sie von Wasser erfüllt sind. Leere Becken lassen sich meist nur durch genaue Vermessungen als solche erkennen, da ihre Tiefe im Vergleich zu ihrer horizontalen Ausdehnung stets gering ist. Manche Becken reichen mit ihrem Boden unter das Meeresniveau (Depressionen). Die tiefste und zugleich ausgedehnteste Depression findet sich im Bereich des Kaspischen Meeres, dessen Spiegel in — 26 *m* Seehöhe liegt und dessen größte Tiefe 1124 *m* unter den Spiegel des Mittelmeeres hinabgeht. Andere besonders tiefe Depressionen weisen auf der Baikalsee (Boden in — 896 *m* Seehöhe, Spiegel in + 477 *m*), das Jordanthal mit dem Toten Meer (Boden — 793 *m*, Spiegel — 394 *m*) und der Gardasee (Boden — 281 *m*, Spiegel + 65 *m*). Selbst mitten im Centrum der alten Welt bei Turfan nördlich des Tarimbeckens (89° E. v. G., 43° N.) ist eine leere Depression von ca. 50 *m* Tiefe entdeckt worden.

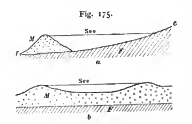
Entstehung der Becken. Überaus mannigfach sind die Vorgänge, die zur Bildung von Becken führen können.*) Es lassen sich unterscheiden: 1. tektonische Becken, 2. Akkumulationsbecken, 3. Abgliederungsbecken, 4. Ausräumungsbecken, 5. Einsturz- und Explosionsbecken.

Die tektonischen oder aufgebauten Becken sind durch Dislokationen der festen Erdkruste, durch Faltungen oder Verwerfungen entstanden. Beim japanischen Beben vom 28. Oktober 1891 bildete sich eine Verwerfung, die in einem Thal, das sie querte, einen Fluß staute und so die Bildung eines Sees verursachte, der freilich bald schwand (Koto). Gewaltige Becken im Bereich der afrikanischen Gräben und ihrer nördlichen Ausläufer sind auf das Einsinken leistenförmiger Stücke der Erdrinde zurückzuführen (Grabenbecken). So bildete sich das Becken des Ghôr mit dem Toten Meer, der Rudolfsee, der Tanganjikasee, der Nyassasee u. a. m. Als ein mächtiges, kesselförmiges Einbruchbecken deutet Suess den südlichen Teil des Kaspischen Meeres, während Sjögren in ihm ein Synklinalbecken sehen möchte. Im Great Bassin der Vereinigten Staaten schufen Schollenbewegungen zahlreiche Becken, die in der Eiszeit z. T. große Seen beherbergten. Alle diese Becken liegen in trockenen Gebieten, wo rinnendes Wasser mehr oder minder fehlt und daher den Krustenbewegungen nicht entgegenarbeiten konnte. In Gegenden, die von jeher rinnendem Wasser, diesem größten Feind der Beckenbildung, ausgesetzt waren, sind tektonische Becken noch nicht sicher nachgewiesen worden. Dagegen können sich auch unter Wasserbedeckung, z. B. am Boden eines Meeres, oder unter Gletscherbedeckung durch Dislokationen Becken bilden.

*) Vgl. besonders v. Richthofen, Führer für Forschungsreisende. Berlin 1886. S. 261.

Zahlreiche Becken sind durch Akkumulation gebildet. Hier stehen die umschütteten Becken (Umschüttungsbecken) und die abgedämmten Becken (Abdämmungsbecken) einander gegenüber. Alle Vorgänge, die eine ungleichmäßige Akkumulation veranlassen, führen fast stets auch zur Bildung von Becken (v. Richthofens Schuttlandbecken). Im Ablagerungsgebiet des mächtigen Bergsturzes, der am Schluß der Eiszeit bei Flims im Graubündner Rheinthal niederging, treffen wir noch heute vier kleine Seen. Auch der gewaltige Bergsturz am Fernpass an der Grenze zwischen Tirol und Bayern trägt einige Seen. Daneben finden sich stets zahlreiche leere Becken, da das Wasser im lockern Bergsturzschutt leicht versickert. Wo die diluvialen Gletscher gewichen sind, da haben sie oft auf flachem Gelände einen mehr oder minder mächtigen unregelmäßigen Überzug von Grundmoräne und an ihrem einstigen Ende ein Gewirr von End- und Ufermoränen hinterlassen; zahlreiche kleine Becken sind hier durch die unregelmäßige Akkumulation gebildet worden, die meist von Seen eingenommen sind, wie jede Moränenlandschaft zeigt. Auch zwischen Dünen, den Gebilden äolischer Akkumulation, treten häufig Becken auf, so an den Küsten, wo sie nicht selten Seen beherhergen, aber auch im Innern der Kontinente, wo sie stets leer sind. Auch bei unregelmäßiger fluviatiler Akkumulation durch Dammflüsse, die sich bald hierhin, bald dorthin wenden, können Becken ausgespart werden. Endlich führt die Aufhäufung vulkanischer Auswürfe rings um den Eruptionsschlund, also die Bildung eines Kraters, zur Entstehung eines Beckens.

Fig. 175.



a Abdämmungsbecken (*F* Fels, *ef* ursprüngliche Thalsohle, *M* abdämmender Wall).
b Umschüttungsbecken (*F* Fels, *M* unregelmäßig angehäufte Schuttlage).

Alle diese durch Umschüttung entstandenen Becken pflegen nur klein zu sein; weit größer sind oft Becken, die in einem Thal durch einen sich vorlegenden Wall abgedämmt wurden. Ein Bergsturz löste sich bei Kandersteg im Berner Oberland nach Schluß der Eiszeit ab und dämmte im Oeschinenthal den Oeschinensee auf. 1772 entstand durch einen Bergsturz der Alleghe-See in den venetianischen Alpen. Häufig geben Schuttkegel, die von den Seiten sich ins Hauptthal hineinbauen, Veranlassung zur Entstehung eines Beckens. Dieser Art sind der Silser- und der Silvaplanasee im Oberengadin, der Davoser See, die Seen auf Reschenscheideck in Tirol und viele andere. Aber auch Akkumulation im Hauptfluß kann in den Nebenflüssen Seen aufstauen. In der Eiszeit erhöhte sich der Boden des Innthals bei Jenbach durch Akkumulation so erheblich, dass er 400 *m* höher zu liegen kam als heute. Dadurch wurde in einem Seitenthal der Achensee aufgestaut. Die Stauung war so bedeutend, dass der See nach Norden überfloß und heute noch der Isar

tributär ist. Auf die gleiche Erscheinung führt sich die Bildung der Seen am Pruth und seinen östlichen Nachbarflüssen zurück: sie sind eine Folge der Akkumulation der Donau im Bereich ihres Deltas. Durch Akkumulation an den Ufern des Hauptflusses abgedämmte Wannen sind die Altwasser, die so vielfach in Flußmündungen auftreten und abgeschnittene Serpentinen des Flußes darstellen (vgl. oben S. 232). Durch einen Lavastrom aufgedämmt ist der Lac d' Aydat, durch einen mitten im Thal aufgeworfenen Vulkankegel der Lac du Chambon, beide in der Auvergne. Der Merjelnsee im Canton Wallis entsteht dadurch, dass der Aletschgletscher sich wie ein Damm vor ein kleines Thal legt. Grönland zeigt zahlreiche solche Eisdammseen. Der Pfäffiker, der Hallwyler, der Sempacher See im schweizerischen Mittelland und manche andere sind im wesentlichen durch Endmoränen abgedämmt, die sich an ihrem untern Ende quer über das Thal legen.*)

Den abgedämmten Becken verwandt sind solche, die von größeren Becken durch einen Damm abgeschnürt wurden (Abgliederungsbecken v. Richthofens). Hierbei spielen die Deltaanschwemmungen der Flüsse eine große Rolle. Das Delta des Mäander hat den innern Teil des latmischen Busens an der kleinasiatischen Küste vollkommen vom Meer abgeschnürt und so in einen See verwandelt. Durch das Delta der Lütschine und des Lombachs wurde in postglacialer Zeit der Brienzer See vom Thuner See getrennt. Auch Strandwälle können in dieser Weise Meeresteile abgliedern, sei es nun, dass sie ein schmales versenktes Thal vom offenen Meer abschneiden, wie bei den Limanen Südrusslands, sei es eine breite Meeresbucht, wie bei manchen Küstenseen.

Zu den Abgliederungsbecken darf man auch solche rechnen, die durch eine Strandverschiebung über Wasser gerieten. Hier ist allerdings die Beckenform selbst schon älteren Ursprungs und nur durch die Strandverschiebung der Landoberfläche einverleibt worden. So ist der Hintergrund zahlreicher Fjorde Norwegens durch die Hebung Skandinaviens über Wasser geraten und Becken, die sich früher unter dem Meer fanden, sind in Seen verwandelt worden. Wenn auch eine solche Entstehung für manchen See feststeht, so ist doch die Bedeutung dieses Vorgangs weit überschätzt worden, als man, ausgehend von dem Auftreten mariner Organismen in gewissen Seen, für diese ohne Ausnahme einen früheren Zusammenhang mit dem Meer annahm, der dann später durch Emportauchen des Landes aufgehoben worden sein sollte. So sollten die großen skandinavischen Seen, manche Alpenseen u. s. w. als Relikte des Meeres zurückgeblieben sein. R. Credner hat die Haltlosigkeit

*) Nur nebenbei erwähnen wir der künstlichen, durch Menschenhand abgedämmten Wannen. So ist das Gebiet der Dombes nördlich von Lyon von unzähligen Teichen bedeckt; gleiches gilt vom Plateau von Dekan. Die meisten dieser Becken sind klein. Gewaltige Becken hat dagegen der Mensch im Bereich des Rheindeltas geschaffen, indem er weite Flächen, die sonst bei Hochwasser unter Wasser lagen, mit Deichen umzog und das Wasser auspumpte. Das unter dem Meeresspiegel liegende, also als künstlich geschaffene Depression anzusprechende Gebiet umfaßt in Holland volle 14.757 *qkm*.

dieser Schlüsse für die Mehrzahl der angeblichen Reliktenseen dargethan und nachgewiesen, dass die marinen Organismen in jene Seen erst nachträglich eingewandert sind.

Ausräumungsbecken enstehen auf verschiedene Weise. Fließendes Wasser kann im allgemeinen nur kleine Becken ausspülen; sie finden sich z. B. an Prallstellen, dann auch unterhalb von Wasserfällen. Solche Becken heißen Kolke. Größere Becken vermag das fließende Wasser nur im durchlässigen Gelände zu bilden. Abspülung und Flüsse arbeiten hier genau wie in einem Thal; allein das Wasser verlässt das denudierte Gebiet in unterirdischem Lauf und entfernt auf diesem Wege auch den Detritus; so entsteht statt eines Thales mit gleichsinnigem Gefälle ein Becken. Die Karstlandschaft bietet zahllose Beispiele in ihren Dolinen und Poljen. In welchem Umfang die Gletschererosion Becken zu schaffen vermag, ist heute noch strittig; auf Glacialerosion führen sich wohl die skandinavischen Seen, desgleichen zahlreiche der alpinen, wie z. B. Würmsee und Ammersee, zurück (vgl. S. 345).

Nur selten sind im Vergleich zu den Becken der betrachteten Kategorieen solche, die sich auf Explosion und solche, die sich auf Einsturz zurückführen. Als Explosionsbecken sind die Maare zu betrachten; sie wurden durch eine vulkanische Explosion ausgesprengt (vgl. oben S. 122). F. v. Richthofen stellt auch die Kraterbecken hierher, die wir jedoch zu den Umschüttungsformen gezählt haben. Durch Einsturz von Höhlen sind manche Becken der Karstgebiete zu erklären. Wo im Schwemmland große Massen durchfeuchteter Sedimente sich sacken, kann es gleichfalls zur Bildung von Becken kommen.

Seen. Das gesamte Areal der Seen der Erde beträgt in runder Zahl 2 Millionen *qkm*. Davon entfällt nahezu die Hälfte auf die sechs größten, über 50.000 *qkm* fassenden Seen (Kaspisches Meer 440.000 *qkm*, Huronen- und Michigansee zusammen 120.000 *qkm**), Oberer See 81.000 *qkm*, Victoria-Njansa 75.000 *qkm*, Aral-See 67.000 *qkm*). Von diesen Riesen abwärts treffen wir alle Größen bis zu Seen, die nur wenige Quadratmeter messen. Klein sind verhältnismäßig unsere Alpenseen: Genfer See nur 582 *qkm*, dagegen Ladogasee 18.000 *qkm*. Ebenso verschieden ist die Tiefe; doch ist sie stets im Vergleich zur horizontalen Ausdehnung der Seen gering (Fig. 176). Nur zwei Seen weisen Tiefen auf, die 1000 *m* übersteigen: Baikalsee 1373 *m*, Kaspisches Meer 1098 *m*. Der tiefste Alpensee, der Comersee, ist nur 409 *m* tief. Auch die Umrisse der Seen sind sehr mannigfaltig. Dagegen sind die Wandungen und der Boden der Seen, besonders der größeren, oft nach einem bestimmten Typus ausgestaltet, da sie ein Resultat der Arbeit des Sees selbst sind.

*) Huronen- und Michigansee werden meist getrennt aufgeführt (62.000 und 58.000 *qkm*), während sie doch nur ein See sind, wie ihre vollkommen gleiche Höhe (176·3 *m*) und ihre freie Verbindung beweist.

Die Brandung schafft eine Strandplattform, die in einer Halde gegen den Seeboden abfällt und landwärts oft von einem Kliff begrenzt wird. Ihr unter Wasser befindlicher Teil heißt*) Wyße, weil er weiß durchs Wasser schimmert. Durch das Wandern des Geschiebes dem Ufer entlang entstehen Haken und Nehrungen. Einmündende Flüsse werfen Deltas auf. So gewinnen die Seitenböschungen eine typische Form. Aber auch seinen Boden gestaltet ein See selbst aus, indem er ihn mit seinen Sedimenten aufschüttet. Er ist meist infolge der Sedimentation, die gerade die größten Tiefen anzufüllen strebt, auf weite Strecken ausgezeichnet eben. So differieren die Tiefen in der Mitte des Genfer Sees auf einer 60 *qkm* umfassenden Fläche nur um 4 *m* und im centralen Teil von 5 *qkm* sogar nur um 5 *dm*. Diese Ausgestaltung zeigt sich nur bei älteren Seen und fehlt bei ganz jungen.

Ganz verschieden gestaltet sich der Wasserhaushalt der Seen. Ein scharfer Gegensatz besteht zwischen den Endseen einerseits und den Flußseen und Blindseen andererseits. Jenen wird Wasser ausschließlich durch Verdunstung entzogen, diesen hauptsächlich durch den Abfluß. Die Änderungen des Wasserstandes vollziehen sich in Flußseen ganz wie in Flüssen, jedoch verspäten sie sich etwas und sind sehr stark gedämpft. Es entfernt sich der Seespiegel niemals erheblich von seiner Mittellage; er ist durch den Abfluß festgelegt. Selbst wenn eine dauernde Zunahme der Zufuhr erfolgt, steigt der See nur wenig; denn schon ein geringes Steigen genügt, um den Querschnitt des Abflußes und damit diesen selbst zu vergrößern und so rasch wieder das Gleichgewicht herzustellen. Die Schwankungen der Flußseen sind daher stets gering. Ganz anders die Endseen. Jede Änderung der Wasserzufuhr äußert sich hier in einer merklichen Änderung des Wasserstandes, denn sie bedingt nicht sofort eine entsprechende Änderung der Abfuhr durch Verdunstung; kaum je besteht ein vollkommener Gleichgewichtszustand zwischen Zufuhr und Verdunstung. Der Wasserstand der Endseen ist daher sehr unbeständig, die Schwankungen sind bedeutend, da ein Abfluß fehlt, der den Seespiegel in einer bestimmmten Höhe festhalten würde. Die

*) Am Bodensee.

Fig. 176.

Längsschnitt und Querschnitte des Hallstätter Sees, nach Simony.

(Die Querschnitte entsprechen der Reihe nach den darüber befindlichen Punkten des Längsschnittes.)

Jahresperiode des Wasserstandes entspricht fast stets sowohl bei Flußseen als bei Endseen der Jahresperiode der Flüsse ihrer Gegend (vgl. S. 210).

Hand in Hand mit dem Gegensatz im Wasserhaushalt der Endseen und der Seen mit Abfluß geht ein Gegensatz in der Zusammensetzung des Wassers. Das Wasser der Flußseen wechselt ständig, indem Wasser zugeführt und gleichzeitig abgeführt wird. Eine Anreicherung des Seewassers mit gelösten Stoffen findet nicht statt, da der Abfluß stets die gelösten Massen mit fortführt. Anders in den Endseen. Hier wird wohl durch die Verdunstung dem See Wasser entnommen, allein alle gelösten Stoffe bleiben zurück. Daher ist der Salzgehalt des Wassers von Seen, die schon lange als Endseen existieren, bedeutend. So haben der Aralsee einen Salzgehalt von 1.08%, die Bitterseen des Suezkanals 5.37%, der Große Salzsee je nach dem Wasserstand schwankend 13.4 bis 22.3, das Tote Meer 23.8, der Eltonsee 27.1, der Rote See auf der Landenge von Perokop in der Krim 32.9, der Gingundag am kleinen Ararat sogar 36.8%. In großen Endseen wechselt der Salzgehalt sogar von Stelle zu Stelle. Im Kaspischen Meer beträgt er bei der Wolgamündung 0.15, bei Baku 1.4, im Karabugas aber 28.5%. Doch giebt es auch einige Endseen, die süß oder doch nahezu süß sind. Das gilt vom Tsadsee, der allerdings temporär einen Abfluß erhält. Nahezu süßes Wasser haben der Pyramidensee, der Walkersee und der Winemuccasee im Großen Becken der Vereinigten Staaten. J. C. Russell führt das darauf zurück, dass diese Seen wahrscheinlich vor kurzer Zeit (d. h. vor wenigen Jahrhunderten) ganz eingetrocknet waren; alles Salz war dabei auskrystallisiert und dann von Schlamm zugedeckt worden und blieb so vor Wiederauflösung geschützt, als die Becken sich wieder füllten. Auf einen solchen Vorgang führt Sven Hedin auch zurück, dass heute der nördliche Lop-nor im Tarimbecken wieder süß ist.

Die Temperaturverhältnisse der Seen hängen ganz vom Klima ab. Von besonderem Interesse ist die Schichtung des Wassers nach seiner Temperatur, die mit dem Vorgang der Erwärmung und der Abkühlung zusammenhängt. Ist die Temperatur über der Temperatur des Dichtigkeitsmaximums (bei süßem Wasser 4°), so pflanzt sich die Erwärmung von der Oberfläche aus durch Leitung in die Tiefe fort. Kühlt sich dagegen das Wasser an der Oberfläche ab, so wird es schwerer als die unmittelbar darunter gelegenen Wassermassen und sinkt zur Tiefe; so schreitet die Abkühlung durch Strömungen und Mischung zur Tiefe fort. Dabei ist stets die wärmste Schicht oben. Ganz anders, wenn der Körper des Sees eine Temperatur tiefer als die Temperatur des Dichtigkeitsmaximums besitzt. Dann dringt die Erwärmung durch Mischung zur Tiefe, weil die Schichten der Oberfläche durch die Erwärmung schwerer werden; andererseits pflanzt sich die Abkühlung durch Leitung abwärts fort (vgl. auch Abteilung I, S. 122). Die wärmste Schicht ist in diesem Fall als die schwerste stets unten. Nach ihrem thermischen Verhalten unterscheidet F. A. Forel drei Typen von Seen: 1. Tropische Seen, denen

auch der Genfer See angehört; hier sinkt die Temperatur der Oberfläche nie unter die Temperatur des Dichtigkeitsmaximums. Daher nimmt die Temperatur mit wachsender Tiefe stets ab. Nur in der kalten Jahreszeit herrscht von unten bis oben die gleiche Temperatur, die der Wintertemperatur der Luft etwa entspricht. 2. Polare Seen. Hier steigt die Temperatur nie über die Temperatur des Dichtigkeitsmaximums. Im Sommer ist das Wasser von unten bis oben gleichmäßig erwärmt; im Winter findet sich relativ warmes Wasser unten, kaltes oben. Hier herrscht also verkehrte Temperaturschichtung. 3. Gemäßigte Seen. Sie folgen im Sommer dem Typus der tropischeu Seen (oben warm, unten kalt, aber nicht unter der Temperatur des Dichtigkeitsmaximums), im Winter dem der polaren Seen (oben kalt, unten relativ warm, aber nicht über der Temperatur des Dichtigkeitsmaximums).

Erlöschen der Seen. Seen sind nur vorübergehende Erscheinungen auf der Landoberfläche; denn jeder See trägt den Keim des Unterganges in sich. Wo wir daher heute Seen finden, erfolgte entweder noch in jüngster Zeit eine Fortbildung der Becken oder aber es vollzog sich ein Klimawechsel, der vorher leere Becken mit Wasser füllte.

Die Flußseen gehen teils durch Zuschüttung, teils durch Ablassen zu Grunde. Alle großen alpinen Seen reichten einst tiefer ins Gebirge hinein, der Bodensee mindestens bis Werdenberg, der Genfer See bis Bex, der Brienzer See bis Meiringen. Die Flüsse haben den oberen Teil dieser Seen vollkommen verschüttet. Auch von den flußfreien Ufern gelangen durch die Brandung Schuttmassen in den See und der Boden wird ebenfalls durch Absätze von feinem Schlamm erhöht. So vermindert sich die Fläche des Sees und zugleich seine Tiefe; schließlich geht der See ganz zu Grunde und wird zum Sumpf. An kleinen Seen spielt die Vermoorung bei der Auffüllung des Beckens eine wichtige Rolle. In flachen Becken erfolgt sie von unten: in der Uferzone setzen sich Wasserpflanzen aller Art an, Binsen und Schilfrohr gesellen sich dazu. Wenn die Leichen dieser Pflanzen gemengt mit anorganischem Schlamm die Uferzone bis zum Wasserspiegel erhöht haben, siedelt sich Ried- und Wollgras an. Dazwischen werden Teile dieser Masse durch ihr eigenes Gewicht gegen die Seemitte hin ausgequetscht und gleiten zur Tiefe. So rückt die Landbildung koncentrisch gegen die Seemitte vor. Ist das Wasser tiefer, so kommt es zur Bildung von Schwingrasen, d. i. einer schwimmenden Lage von Moosvegetation, die vom Ufer gegen die Mitte des Sees wächst; je gewaltiger diese Decke wird, desto mehr Wasser verdrängt sie, bis sie schließlich das ganze Becken ausgefüllt hat und auf dem Seeboden aufruht. Viel seltener als durch Zufüllung gehen Seen dadurch zu Grunde, dass ihr Abfluß in die Tiefe schneidet, so den Seespiegel senkt und schließlich den See ganz abläßt. So ist durch Einschneiden der Rhone bei Genf der Spiegel des Genfer Sees seit der Eiszeit um 30 *m* gesunken, der des Onegasees durch Einschneiden des Swir um 20 *m*. So langsam alle diese Prozesse sich auch vollziehen, so haben sie doch den Seebestand z. B. der

seit der letzten Eiszeit eisfrei gewordenen Regionen sehr erheblich gemindert. Nach August Böhm sind allein in den letzten 100 Jahren in Tirol 118 Seen geschwunden, nach H. Walser im kleinen Gebiete des Kantons Zürich im flachen Land seit 240 Jahren 73; es handelt sich allerdings hier stets um kleine Seen.

Von längerem Bestand sind, so lange das Klima konstant ist, die Endseen. Damit der gleichbleibenden Wasserzufuhr die Verdunstung das Gleichgewicht hält, muß die Oberfläche des Sees eine bestimmte Größe besitzen. Wenn auch Flüsse ihre Sedimente in den See schwemmen, so wird dadurch wohl das Wasser des Sees verdrängt, aber die Fläche nicht verkleinert: der See verschiebt sich vor der Sedimentation. Ist er auch in seiner neuen Lage verschüttet, so wandert er wieder weiter. Gleichmäßig füllt sich dabei das Gebiet, wo er hin und her wandert, mit Sedimenten auf, und er selbst hat stets eine verschwindende Tiefe. Austrocknen aber kann der See nie, es sei denn, dass das Klima trockener wird und die Flüsse ihn nicht mehr erreichen. Ein ausgezeichnetes Beispiel bietet nach Sven Hedin der Lop-nor im Tarimbecken. Der See nimmt offenbar je nach der Sedimentation bald eine mehr nördliche, bald eine mehr südliche Lage ein. Auch der Hamun-Sumpf sei als Beispiel genannt.

Wenn auch für längere Zeiträume das Klima heute als konstant angenommen werden darf, so wechselt doch gerade in den Trockengebieten, in denen Endseen sich finden, die Witterung überaus stark; auch die 35jährigen Klimaschwankungen vollziehen sich hier besonders scharf. So kommt es, dass sich oft in einer regenreichen Zeit in kleinen Becken Seen bilden, die später wieder an Abzehrung zu Grunde gehen, wie das letztere Rossikof für die kaspischen Niederungen schildert. Manche große Seen sollen in dieser Art durch Verdunstung sogar stetig an Umfang abnehmen, so der Balkaschsee. Allein bei solchen Schlüssen ist Vorsicht geboten, da bei Außerachtlassung der Klimaschwankungen leicht Trugschlüsse gezogen werden können. So steht es z. B. fest, dass das Kaspische Meer, von dem so oft ein kontinuierliches Schwinden berichtet worden ist, in den letzten Jahrhunderten wohl eine Reihe von Schwankungen seines Spiegels, aber keinen einseitigen Rückgang erfahren hat; ja sein Spiegel stand wahrscheinlich im Anfang des 12. Jahrhunderts um volle 4 *m* tiefer als heute.

Becken- und Wannenlandschaften.

Becken treten fast immer gesellig auf, so dass man geradezu von Becken- oder Wannenlandschaften sprechen darf. Als Beckenlandschaften ausgedehntester Verbreitung erscheinen einerseits die Trockengebiete der Erde, andererseits die alten Gletschergebiete. Beide waren oder sind heute noch durch klimatische Ursachen der Einwirkung des fließenden Wassers entzogen und zeichnen sich daher durch unentwickelte hydrographische Verhältnisse aus. Daneben aber erscheinen, wenn auch in geringerer Verbreitung,

mehr lokale Striche, die sich durch Beckenreichtum hervorheben. Es sind bald Gebiete unregelmäßiger Akkumulation, wie sie uns in Gebirgen, in Flußniederungen, an Küsten oder auch in vulkanischem Land entgegentreten, oder aber Gebiete durchlässiger Gesteine, wo die Entwässerung sich zu einem guten Teil unterirdisch vollzieht.

Die Wannenlandschaften der Trockengebiete decken sich größtenteils mit den abflußlosen Flächen der Kontinente. Ihre Hauptverbreitung haben sie besonders in der Wüstenzone der Erde zwischen dem 15. und 45.° nördlicher sowohl als südlicher Breite. Die Zahl der Becken ist hier überaus groß; doch sind nur verhältnismäßig wenige von ihnen von Seen — meist von salzigen Endseen — eingenommen, die meisten aber leer. Wären diese Becken mit Wasser gefüllt, so würde z. B. Westaustralien nicht weniger seenreich sein als Finnland. Am Saum der Trockengebiete stellen sich große Flußseen ein, deren Wasser dem Ocean zueilt. Sie vermitteln einen Übergang zu der mehr seefreien oceanischen Abdachung der Festländer. Manche Seen dieser Übergangszone besitzen nur temporär einen Abfluß und funktionieren dazwischen vollkommen als Endseen, wie der Neusiedlersee, der Plattensee, auch der Tanganjika- und der Nyassasee. Andere sind kürzlich, d. h. nach Schluß der Eiszeit, abflußlos geworden, wie der Aralsee und der Große Salzsee der Mormonen. Jede, auch die geringste Klimaänderung bringt hier schon Veränderungen in den stehenden Gewässern hervor.

Die große Mehrzahl der Becken der Trockengebiete ist tektonischen Ursprungs. Doch kommen auch Becken anderer Entstehung vor. So ist der Neusiedlersee, ein echter Steppensee, durch den gewaltigen Schuttkegel der Donau abgedämmt. Manche flache Becken Centralasiens werden der Winderosion auf Rechnung gesetzt, andere der Anhäufung von Dünen.

Die Wannenlandschaften der alten Gletschergebiete gehören feuchten Klimaprovinzen an, da auf sie das Vorkommen ausgedehnter Vergletscherungen beschränkt war. Eine Karte der alten Gletscher (vgl. S. 87 und S. 88) zeichnet auf das schärfste auch die Verbreitung der Becken, wie zuerst Leblanc erkannte. Stets sind sie, so weit sie sich noch erhalten haben, von Seen eingenommen und daher leicht kenntlich. Eine Reihe der größten und tiefsten Seen gehören hierher, so die kanadischen Seen, die nordrussischen und die skandinavischen Seen, dann aber ungezählte kleine. Das von Seen eingenommene Areal ist überaus groß. In Finnland sind 12.9% des Areals von Seen bedeckt; in Mecklenburg zählte E. Geinitz 650 Seen; schier ungeheuer ist die Zahl der Seen in Canada.

In der Genesis dieser Becken spiegelt sich deutlich die allgemeine Teilung der vergletscherten Gebiete in zwei Zonen wieder: in eine äußere Zone, die bis zum Rand des Gletschergebietes sich erstreckt und in der eine intensive glaciale Akkumulation stattfand, — die Moränenlandschaft — und in eine innere, im wesentlichen von Glacialschutt freie

Zone, in der die Gletscher vorwiegend ausräumten, — die Rundhöckerlandschaft. In jener dominieren die kleinen Seen unregelmäßiger glacialer Akkumulation, wie z. B. im Bereich der Seenplatte Norddeutschlands. In der Rundhöckerlandschaft herrschen dagegen Felsbecken vor, z. T. wohl ein Werk der Gletscherkorrasion. Für die kleinen Becken wird das heute ziemlich allgemein zugegeben, so neuerdings auch von Ed. Richter, während die Frage nach der Entstehung der großen Seen der Gletschergebiete, wie der skandinavischen und der kanadischen, noch viel umstritten ist. Bei manchen Seen spielt allerdings eine Stauung durch Moränen und glaciale Kiese mit; allein ein Teil des Beckens ist doch stets in anstehendes Gestein eingesenkt. Der Gedanke an eine Entstehung durch Gletscherkorrasion, wie sie A. C. Ramsay zuerst annahm, ist hier oft kaum abzuweisen. So liegt z. B. der Wettersee, der Hjelmarsee und der Siljansee im Gebiet einer tektonischen Senkung, die weiche Silurschichten neben harte archäische Gesteine brachte. Diese weichen Schichten sind bis auf einige Überreste vom Eis ausgeschürft und so durch Gletschererosion die Seen gebildet worden (Brögger, Holm, Nathorst). Andere Seen mögen dadurch entstanden sein, dass das Eis den durch die Verwitterung geschaffenen Schutt ausräumte oder auch mit Kies zugefüllte alte Becken reexcavierte (G. de Mortillet). Aber auch die Möglichkeit einer Beckenbildung durch Krustenbewegungen unter dem Eis ist zu erwägen.

Wannen in Gebirgsländern. In Gebirgen besteht stets Neigung zu unregelmäßiger Anhäufung von Schutt und damit zu Wannenbildung, sei es durch Bergstürze, durch Wildbäche oder durch Flüsse. Dazu waren die meisten Gebirge einst vergletschert; sie sind daher glacial ausgestaltet. So stammt die Mehrzahl der Seen der Alpen aus der Eiszeit. Andererseits aber sind gerade in Gebirgen die Seen der Wirkung des fließenden Wassers ausgesetzt und daher besonders leicht dem Untergang geweiht. Nur wo die Flußwirkung gering ist, erhalten sich Seen lange Zeit, so in der Nähe der Wasserscheiden, auf Rücken, Plateaus und Pässen. Teils sind es Schuttkegelseen, teils Kolke, teils auch Karstwannen. Auch auf dem Gehänge und zwar besonders in den schon früher erwähnten Karen trifft man Seen. Sie halten sich hier meist in einer bestimmten Höhenzone. Dass sie einst von kleinen Gletschern eingenommen waren, zeigen Moränen und Gletscherschliffe.

Sehr mannigfacher Entstehung sind die Thalseen der Gebirge. Die Alpen weisen zahlreiche Beispiele für Thalseen auf, die durch Bergstürze, durch Schuttkegel, durch Akkumulation des Hauptflusses abgedämmt wurden. Allein die Entstehung gerade der großen Seen ist noch nicht vollkommen sichergestellt. Dass auch sie ursächlich mit der alten Vergletscherung zusammenhängen, deutet schon ihre Verbreitung an, die nirgends über die Grenzen der alten Gletscher hinausgeht. Alles oben allgemein für die großen Seen der Gletschergebiete gesagte gilt auch für sie. Die oberitalienischen Seen z. B. sind z. T. durch die an ihrem

untern Ende vom Eis abgelagerten Moränen und Kiese gestaut, z. T. aber auch in anstehende Schichten eingesenkt. Der Gedanke einerseits an Gletscherkorrasion, andererseits an subglaciale Krustenbewegungen liegt nahe. Die am Rand der Alpen gelegenen Seen möchte Heim als die Folge eines Rücksinkens des Alpengebirges nach erfolgter Faltung erklären, wodurch die großen Thäler der Alpen an ihrem Ausgang aufgedämmt und so in Seen verwandelt worden sein sollen.

Becken vulkanischer Gebiete. Häufig treten Becken in vulkanischen Gebieten auf. Die Eifel, die Auvergne, das italienische Vulkangebiet bieten Beispiele in Fülle. Kraterbecken, Lavadammbecken, Maare zeigen sich neben einander. Oft beherbergen sie Seen, die in Kratern nicht selten bedeutende Tiefe erreichen, wie der Krater Lake in Oregon (55 *qkm* und 608 *m* Tiefe); oft aber auch sind sie leer, besonders wenn sie inmitten lockerer Auswürfe liegen.

Becken in Flußniederungen. Eine Zone von meist mit Wasser erfüllten Becken begleitet oft die Flußniederungen. Ihre Entstehung führt sich auf unregelmäßige Akkumulation, sei es des Hauptflusses, sei es der Nebenflüsse, zurück. Altwasser zeigen sich in großer Zahl. Alle diese Becken sind seicht und gehen leicht durch Akkumulation zu Grunde.

Reich an Becken sind manche Küstenregionen. Z. T. sind es Abgliederungsbecken, wie die Limane, die Lagunen und Haffe. Auch Dünen-Becken sind häufig. Viele enthalten Wasser, das infolge von eindringendem oder einsickerndem Meerwasser brakisch ist; auch der Wind mag ihnen Salz zuführen.

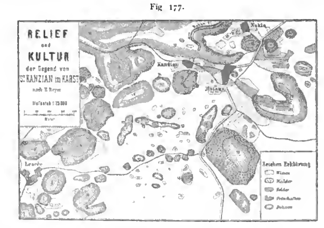
Wannenlandschaft in permeablem Gestein (Karstlandschaft). Eigentümliche Formen nimmt unter dem Einfluß der Atmosphärilien die Landoberfläche an, wo sie aus Gips oder Kalkstein besteht. Es reiht sich hier Becken an Becken und die trennenden Rücken bilden ein geschlossenes Netz. Die Entwässerung vollzieht sich unterirdisch und ebenso auch die Wegführung des Detritus. Becken treten hier in drei Formen, als Dolinen, als Poljen und als blinde Thäler auf.

Dolinen sind runde, trichterförmige Becken, die meist nur 50—100 *m* im Durchmesser und eine Tiefe von 7—8 *m* besitzen. Sie treten gesellig auf, oft in solcher Zahl, dass die Landoberfläche förmlich blatternartig aussieht (Fig. 177). Ihre Entstehung wurde früher auf den Einsturz von Höhlen zurückgeführt, allein in der Mehrzahl der Fälle mit Unrecht; denn nur selten gehen sie nach unten zu in eine eingestürzte Höhle aus, meist nur zu Klüften, wie Martell und Cvijić und jüngst Trampler nachgewiesen haben. Sie sind einfach als die durch Verwitterung und Auflösung trichterförmig erweiterten Eingänge zu Klüften zu betrachten und den Karrenbrunnen und Felsschloten zu vergleichen. (Siehe oben S. 206.) Auf die Ausgestaltung der Wandungen wirkt auch die Erosion des fließenden Wassers, vor allem die Abspülung.

Die blinden Thäler sind z. T. auf den Einsturz von Höhlendecken über unterirdisch fließenden Flüssen zurückzuführen. Weit häufiger aber

sind sie einfach ein Werk des oberirdisch rinnenden Wassers, das an einer Stelle in einer Kluft versiegte. Der Lauf schnitt oberhalb dieser Kluft zur Tiefe, während das Gelände unterhalb unverletzt blieb. Häufig liegen daher blinde Thäler in undurchlässigem Gestein, ihr blindes Ende aber findet sich gerade dort, wo der Fluß durchlässiges Gestein betritt. Das ist bei der Reka der Fall, die bei St. Canzian ihren langen Höhlenlauf antritt, nachdem sie oberhalb ein blindes Thal durchmessen (Fig. 177).

Fig 177.



Karstlandschaft bei St. Canzian.

Die Zahlen am Boden der Dolinen geben an, wie viel Meter dieser unter der benachbarten Landoberfläche liegt. Im Norden das blinde Thal der Reka, die bei St. Canzian ihren unterirdischen Weg betritt.

Während blinde Thäler stets länglich sind, zeichnen sich die Poljen durch eine mehr rundliche, meist unregelmäßige Gestalt aus. Oft erreichen sie eine Größe von 100 *qkm* und mehr. Es sind mächtige Kessel von wechselnder Tiefe, deren Entwässerung durch schachtähnliche Löcher, sogenannte Katavothren oder Ponore, unterirdisch erfolgt. Die Ausgestaltung der Oberfläche geschieht durch Verwitterung, Abspülung und Flußwirkung; alle Trümmer werden unterirdisch durch das fließende Wasser entführt.

Die große Mehrzahl der Becken der Karstgebiete ist leer; Seen finden sich nur, wo die Katavothren verstopft worden sind. Das geschah in Gebieten, die in der Eiszeit von Gletschern bedeckt waren, oft durch Moränen. Daher sind früher vergletscherte Karstgebiete reich an Seen. Dieser Art ist der Königsee in den bayrischen Alpen. Aber auch eine Anhäufung von Verwitterungslehm — in reinem Kalkgebiet seiner roten Farbe wegen Terra rossa genannt — führt zuweilen zu einer Verstopfung und somit zur Ansammlung eines Sees. Seen, oft freilich nur temporäre, treten auch auf, wo Wannen unter den Grundwasserspiegel herabreichen.

Manche Polje im illyrischen Karst füllt sich im Frühjahr infolge des Steigens des Grundwassers mit Wasser an, das dann wieder schwindet; im Sommer birgt sie einen Sumpf und im Herbst liegt sie ganz trocken da. Dieser Art sind der Zirknitzer See und der See von Planina. Eine durch eine Senkung ihres Bodens unter den Meeresspiegel ertrunkene Polje stellt der Skutarisee dar, während die großen Seen Albaniens im übrigen meist verstopfte Poljen sind.

Das Auftreten der Karstlandschaft knüpft sich nicht an bestimmte tektonische Verhältnisse; die einzige Bedingung ist, dass weithin mächtige Kalksteinmassen zu Tage liegen. In den Karstlandschaften Istriens und der Cevennen, auch des Dachsteingebirges und seiner Nachbarn herrscht schwebende Lagerung, während in Illyrien und im Schweizer Jura Falten dominieren. Für die Entwicklung einer typischen Karstlandschaft ist außerdem eine hohe Lage und eine große Mächtigkeit des Kalksteins wichtig, weil nur dann das unterirdische Entwässerungsnetz tief unter der Erdoberfläche liegt und so tiefe Becken entstehen können; es kommt dann direkt zur Bildung eines Karstgebirges. Sterile Kalkrücken trennen die einzelnen Becken. Kulturfähiger Boden mit Terra rossa tritt nur am Boden der Poljen und blinden Thäler auf.

Höhlungen und Höhlen.

Höhlungen und Höhlen sind Einstülpungen der Erdoberfläche, die sich unter Gesteinsmassen erstrecken. Höhlungen finden sich überall, wo Felsen überhängen; sie sind nach einer Seite ganz offen. Höhlen sind dagegen mehr oder minder allseitig geschlossen, bis auf einen meist vorhandenen Eingang, der sie mit der Außenwelt verknüpft. Sie sind unterirdisch, dürften sich jedoch nur in den obersten Teilen der Erdkruste finden, weil der Druck in tieferen Schichten zu groß ist, als dass Hohlräume hier bestehen könnten.

Zur Entstehung von Höhlungen können alle Vorgänge führen, die im Stande sind Gehänge zu untergraben, so Verwitterung und Absturz, Flußerosion und Winderosion. So zahlreich sie in Gebirgsländern vorkommen, so wenig bemerkenswert ist die Rolle, die sie spielen. Eigentliche Höhlen sind dagegen an das Auftreten bestimmter Gesteine geknüpft. So finden sich besonders in mächtigen Kalksteinablagerungen zahlreiche Höhlen, die ihr Dasein der chemischen und mechanischen Erosion des unterirdisch cirkulierenden Wassers verdanken; sie sind, wie wir soeben erwähnten, direkt für das Karstphänomen charakteristisch. Oft zeigen sich hier ganze von Flüssen durchströmte Höhlengänge mit Nebenhöhlen und Verzweigungen. So tritt in Krain der Poik bei Adelsberg in die berühmte Adelsberger Grotte ein, die er an ihrem Nordende als Unz wieder verläßt, um bald darauf wieder in einem Höhlengang zu verschwinden und erst viel weiter nördlich als Laibach zu Tage zu kommen. Zahlreiche Karstflüsse verlaufen in dieser Weise unterirdisch in Höhlen. Die

Mamuthöhle in Kentucky soll mit ihren Verzweigungen eine Länge von 220 *km* besitzen. Andere Höhlen endigen blind und das Wasser verläßt sie fein verteilt in zahlreichen Spalten. Höhlen in Kalkstein sind häufig durch prachtvolle Bildungen von Kalksinter ausgezeichnet. Das über die Wände herabrieselnde Wasser setzt hier infolge der Verdunstung einen Teil seines Gehalts an kohlensaurem Kalk in Form von Inkrustationen ab. Wo Wasser von der Decke tröpfelt, bildet sich auf dem gleichen Wege ein herabhängender Kalkzapfen (Stalaktit) und dort, wo das abtropfende Wasser den Boden erreicht, baut sich ein Kegel von Kalksinter (Stalagmit), der oft auch Zapfenform gewinnt, dem Stalaktiten entgegen. Nicht selten verwachsen schließlich Stalaktit und Stalagmit zu einer Säule.

Gegenüber den Höhlen im Kalksteingebiet sind Höhlen in anderen Gesteinen sehr selten. Dass zuweilen in einem Lavastrom Höhlen entstehen können, erwähnten wir S. 104. Auch bei der Bildung von Korallenriffen bleiben nicht selten Höhlen zurück. Verhältnismäßig sehr unbedeutend sind Höhlen, die bei Dislokationen dadurch entstehen, dass die Seiten des Bruches nicht überall dicht zusammenstoßen (Kammern).

Höhlen, die nur eine Öffnung besitzen, zeigen oft eigentümliche Temperaturverhältnisse. Liegt die Öffnung hoch über dem Höhlenboden, so sammelt sich in der Höhle die kalte Winterluft, ja es hält sich oft über den Sommer Eis (Eishöhlen). Liegt dagegen die Öffnung am Boden, so ist die Temperatur infolge der Eigenwärme der Erde relativ hoch. Mit den Jahreszeiten wechselnd ist sie in Höhlen, die mehrere Öffnungen besitzen, besonders wenn sie von Flüssen durchströmt werden.

Die großen Formen der Landoberfläche.

Noch weniger als bei den kleinen Formen der Landoberfläche giebt es bei den großen vollkommen scharf von einander geschiedene Formengruppen. Wir müssen uns daher auch beim nachfolgenden bewußt bleiben, dass es sich für uns nur um Aufstellung von Typen handeln kann, zwischen denen die mannigfachsten Übergänge bestehen.

Gehen wir wieder von der äußeren Form aus, so ergiebt sich sofort der Gegensatz zwischen hochragendem Land und solchem, das im Vergleich zu seiner Nachbarschaft tief liegt. Letzteres nennt v. Richthofen Senke; für das hochgelegene Land fehlt ein zusammenfassender Ausdruck.*) Es tritt entweder als Gebirge oder als Tafelland auf.

Gebirge sind ausgedehnte, hochgelegene und zugleich durch einen lebhaften Wechsel der Höhen ausgezeichnete Teile der Landoberfläche, die sich mehr oder minder deutlich gegen ihre tiefer gelegene Umgebung absetzen. Das Vorhandensein eines Abfalls ist für sie charakteristisch.

*) Die Begriffe der Senke nnd des hochgelegenen Landes würden sich durch die alten Wörter Tiefland und Hochland wiedergeben lassen, wenn nicht diese Ausdrücke durch Einführung absoluter Höhengrenzen heute einen andern Sinn erhalten hätten: sie werden auf Höhenschichten bezogen. Als Tiefland gilt alles Land unter 200 *m*, als Hochland alles über 500 *m* Seehöhe.

Nicht immer aber zeigt sich ein solcher nach allen Seiten hin gleich stark; das Erzgebirge z. B. fällt nach Süden hin deutlich ab, während es nach Norden allmählich in seine Umgebung verläuft. Solche, man möchte sagen, einseitige Gebirge heißen Stufengebirge. Fehlt ein Abfall überhaupt und verläuft die erhabene Form allseitig ganz allmählich in die benachbarte Senke, so liegt kein eigentliches Gebirge, sondern eine Schwelle vor, wie z. B. die Schwelle von Artois. Typische Gebirge sind leicht als solche zu erkennen; zahlreiche Vorkommnisse aber stellen Übergänge einerseits zu den Schwellen, andererseits, wo sich Rumpfflächen finden, zu den Senken dar. Unter solchen Umständen stößt die Klassifikation der Gebirge auf Schwierigkeiten. So zahlreiche Versuche auch in dieser Richtung gemacht worden sind, so befriedigt doch thatsächlich keiner vollkommen.

Überaus verschieden kann zunächst der Grundriß eines Gebirges sein. Kettengebirge heißen die langgedehnten unter ihnen, während diejenigen, deren Breite der Länge gar nicht oder nur wenig nachsteht, als Massengebirge bezeichnet werden (französisches Centralmassiv). Dass man je nach den Landschaftsformen Hochgebirge und Mittelgebirge unterscheidet, erwähnten wir schon bei Besprechung der Thallandschaften. Sehr verwickelt gestaltet sich die genetische Klassifikation, ist doch die Genesis der Gebirge oft kompliziert. Wir folgen hier im wesentlichen der Einteilung, die v. Richthofen aufgestellt hat.

Tektonische Gebirge. Die allermeisten Gebirge treffen wir an Stellen, wo durch Dislokationen Gesteinsmassen über das Niveau ihrer Umgebung emporgetürmt worden sind. Ob das direkt durch Hebung erfolgte oder ob die Umgebung absank, ist gleichgiltig. Solche Gebirge nannte F. v. Richthofen tektonische Gebirge. Wenn auch die Ursache der tektonischen Gebirge stets in endogenen Vorgängen zu suchen ist, so ist deren Ausgestaltung im einzelnen doch ein Werk der Denudation. Die endogenen Vorgänge schaffen nur den Block, aus dem die Denudation erst die Einzelformen herausmeißelt; sie ist es vor allem, die den raschen Wechsel von Thal und Kamm zu Stande bringt. Gerade in hochragenden Gebirgen entfaltet sie sich besonders kräftig, da hier die Niederschläge reichlich fallen. Das gilt selbst von Gebirgen der Wüsten, wirken diese doch als Kondensatoren auf den Wasserdampf der Atmosphäre. Die Thallandschaft, meist als Gebirgslandschaft, seltener als Tafellandschaft entwickelt, ist es, die dem Gebirge ihren Stempel aufdrückt. So stellt jedes Gebirge eine Ruine dar und zwar umso mehr, je älter es ist. Die Höhe des Gebirges ist daher nicht einfach eine Funktion der Größe der Dislokationen, sondern auch eine solche des Alters und der Geschwindigkeit der Abtragung. So kommt es, dass durchaus nicht überall, wo Dislokationen auftreten, heute Gebirge emporragen, sondern nur dort, wo die Dislokationen verhältnismäßig jungen Alters sind. Sehr alte Dislokationen pflegen sich nicht mehr als Gebirge zu äußern; die einst durch sie geschaffenen Unebenheiten sind abgetragen.

Unter den tektonischen Gebirgen haben wir zu unterscheiden Faltengebirge, Schollen- oder Bruchgebirge und endlich Schwellen und Schwellengebirge.

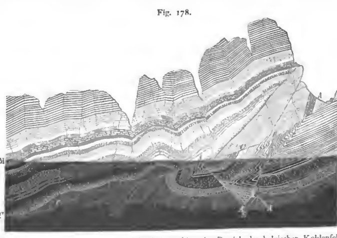
Faltengebirge. Zu den Faltengebirgen gehören gerade die höchsten Gebirge der Erde und vor allem die meisten Kettengebirge, wie der Himalaja, die Alpen, der Kaukasus. Das tektonische Hauptmotiv in ihnen ist die Falte und die Faltenverwerfung.*) Stets herrscht mehr oder weniger Übereinstimmung zwischen dem Streichen des Gebirges und dem der Falten. Immerhin kommen in Faltengebirgen auch echte Verwerfungen nicht selten vor. Häufig ist besonders die Innenseite des Gebirges (bei den Alpen die Südseite) zerbrochen und z. T. abgesunken. Vulkanische Erscheinungen knüpfen sich mehrfach an solche Bruchlinien. So zeigen sich hier geradezu Übergänge zu Bruchgebirgen. Die Mehrzahl der Faltengebirge ist leicht gekrümmt. Bald ist das Vorland, dem sich die konvexe Seite, die Außenseite zuwendet, tiefer als das an der Innenseite gelegene Rückland, wie am Himalaja, bald höher, wie bei den Alpen und Karpaten. Gegen ihre Umgebung setzen sich die Faltengebirge entweder in mächtigen Brüchen ab, wie die Alpen auf ihrer Südseite, oder die Faltung klingt allmählich aus, indem die Höhe der Falten mehr und mehr abnimmt, wie an der Nordwestseite des Jura, oder endlich die Falten überwallen das Vorland und sind z. T. darauf hinaufgeschoben worden, wie mehrfach am Nordabhang der Alpen und besonders der Karpaten. Verschieden können die Faltengebirge auch an ihren Enden entwickelt sein. Der Kettenjura verschmälert sich gegen sein Ostende hin, die Faltenwellen werden zugleich niedriger und klingen schließlich aus. Anders das Ostende der Alpen: hier treten die einzelnen Ketten, ehe sie sich verlieren, wie die Zweige einer Rute auseinander, so dass die Alpen sich verbreitern. Suess hat diese Erscheinung Virgation genannt. Wieder anders ist das Südwestende des Jura gestaltet: es schmiegt sich südlich von Genf den Ketten der Alpen an und verwächst mit ihnen. Ähnliches ist oft bei Faltengebirgen zu beobachten, z. B. auch zwischen dem Himalaja und dem Karakorumgebirge. Ein solches Anschmiegen wird in der Bergmannssprache bei Gängen Scharung genannt. Suess hat den Ausdruck aufgegriffen und erweitert; er bezeichnet als Scharung schlechthin das Zusammentreten mehrerer Gebirgsbogen. In der großen indischen Scharung z. B. treten die Bogen des Himalaja, des Soleimangebirges, des Hindukusch u. s. w. zusammen. Die Anordnung der hierher konvergierenden Gebirgsbogen hat Suess mit einem Wirbel verglichen.**)

*) Faltenverwerfungen überwiegen sogar mehrfach über echte Falten, wie das häufige Auftreten von Schubflächen zeigt.

**) Weiteres über den Bau der Faltengebirge siehe S. 159. Auf die detaillierte Klassifikationen der Faltengebirge nach ihrem Bau, wie sie v. Richthofen, Penck, Supan u. A. aufgestellt haben, können wir schon aus dem Grunde nicht näher eintreten, weil hier noch wenig Übereinstimmung besteht.

Die Gliederung der Faltengebirge pflegt rostförmig zu sein; es äußert sich das im Dominieren der Längsthäler und der Längskämme. Die Ursache hierfür liegt darin, dass in einem Faltengebirge stets lange Streifen verschiedenen Gesteins in gleiche Höhe neben einander gebracht sind; in den weichen werden Längsthäler eingeschnitten, die harten bilden Längskämme. Fehlen dagegen Härteunterschiede im Gestein, so fehlt auch die rostförmige Gliederung. Da bei den Sedimentgesteinen fast von Schicht zu Schicht der Gesteinscharakter wechselt, während die krystallinischen Schiefer der Denudation gegenüber sich mehr homogen verhalten, so ist die rostförmige Gliederung besonders im Bereich der Sedimentzone eines Gebirges zu Hause und tritt dort, wo die krystallinische Grundlage bloßgelegt ist, zurück oder fehlt auch ganz. Trefflich zeigen das die

Fig. 178.



Profil durch das abgetragene karbonische Faltengebirge im Bereich der belgischen Kohlenfelder. (Nach Cornet und Briart.)

AA, *BB*, *CC* große Faltenverwerfungen; *MM* heutige Oberfläche (Rumpffläche) und Auflagerung der Kreideformation. Die gesamte Gebirgsmasse oberhalb der Linie *MM* ist abgetragen (bei Namur 5 000 bis 6 000 *m*.).

Alpen. Rostförmig ist die Gliederung der nördlichen Kalkalpen nördlich einer Linie, die ungefähr durch die Thäler der Rhone, des Rheins, des Inn, der Salzach und der Enns gegeben ist, während sich weiter im Süden, wo krystallinische Schiefer und Granit herrschen, entweder eine strahlenförmige Gliederung einstellt, wie im Ötzthal, in der Berninagruppe und im Ortlergebiet, oder eine fiederförmige wie in der Monte Rosagruppe und in den Tauern. Denselben Gegensatz zwischen einer äußeren rostförmig gegliederten Sedimentzone und einer meist strahlen- oder fiederförmig gegliederten centralen oder inneren Zone zeigen alle Faltengebirge, in denen krystallinische Gesteine neben Sedimentgesteinen in breiten Zonen an-

geordnet zu Tage liegen, während Faltengebirge, die oberflächlich nur aus Sedimentgesteinen bestehen, wie der Jura, durchweg rostförmig gegliedert sind.

Die Denudation arbeitet stetig an der Abtragung der Faltengebirge. So kommt es, dass uns heute nur junge Faltengebirge als Hochgebirge entgegentreten. Pliocän ist der Himalaja, miocän sind die Westalpen, tertiär überhaupt die große Mehrzahl der hohen Faltengebirge. Dagegen trägt der schon in mesozoischer Zeit aufgestaute Ural durchaus die Züge eines Mittelgebirges, ja stellenweise fast die einer Rumpflandschaft. Ein Mittelgebirge stellen auch die in der paläozoischen Ära gefalteten Appalachien dar; sie sind sichtlich weit abgetragen. Die Abtragung eines Faltengebirges kann bis zur vollkommenen Einebnung desselben gehen. So weist der belgische Boden Dislokationen auf, deren vertikaler Betrag mehrere Kilometer ausmacht, ohne dass sie sich heute an der Oberfläche auch nur im geringsten äußern. Das mächtige Gebirge, das hier am Ausgang der Karbonzeit bestand, ist vollkommen eingeebnet worden, sei es nun durch Denudation oder durch Abrasion. Eine Rumpffläche, die wohl den Bau eines mächtigen Faltengebirges, aber nicht dessen äußere Formen besitzt, findet sich an seiner Stelle (Fig. 178).

Bruchgebirge (Schollengebirge) können sehr verschiedene und wechselvolle Gestalt aufweisen; meist erscheinen sie als Massengebirge, seltener als Kettengebirge. Das tektonische Motiv ist hier die Verwerfung. Schwarzwald und Vogesen zeigen uns zwei einander zugewandte, vorwiegend einseitige Bruchgebirge (Bruchstufengebirge); denn nur der gegen die oberrheinische Tiefebene schauende Abfall ist von großen Verwerfungen gebildet. Die entgegengesetzten Abhänge sind zwar auch mehrfach von Brüchen durchsetzt; doch erreichen diese nirgends solche Beträge, dass es zur Herausbildung eines deutlichen Gebirgsfußes käme. Thüringerwald und Harz stellen uns dagegen Schollengebirge dar, die nach allen Seiten durch Bruchlinien begrenzt sind — sie sind Horste, Schwarzwald und Vogesen mehr einseitige Horste (Zwillingshorste, weil sie einander gegenüberstehen). Ist eine Scholle lang und schmal, oder gar die Erdkruste durch Brüche gleichsam in lange parallele Riemen zerschnitten, die gegen einander vertikal verworfen sind, so gewinnt ein Bruchgebirge den Charakter eines Kettengebirges (Langschollengebirge). Trefflich zeigen die Sudeten diese Erscheinung, nicht minder gut auch das kastilianische Scheidegebirge (Sierra de Guadarrama, Sierra de Gredos). Bei zahlreichen Gebirgen ist die Lage der Schollen mehr oder minder schwebend. Nicht selten ist sie jedoch auch stark geneigt (Keilschollengebirge); diesem Typus begegnen wir bei vielen Schollengebirgen des Großen Beckens der Vereinigten Staaten*); angedeutet ist er auch im Schwarzwald und in den Vogesen und im Erzgebirge.

*) Siehe oben S. 157, Fig. 69.

Ausschlaggebend für den landschaftlichen Charakter eines Schollengebirges ist es, ob die Scholle aus ebenflächig lagernden Schichten (Tafelscholle, Tafelhorst) oder aus gefalteten und später bis auf eine Rumpffläche abgetragenen Schichten (Rumpfscholle, Rumpfhorst) besteht. Im ersten Fall trägt das Gebirge oft die Züge einer Tafellandschaft, im letztern meist die einer echten Gebirgslandschaft. Lehrreich sind in dieser Hinsicht die Gebirge Mitteldeutschlands. Auf der Rumpffläche des alten karbonischen Faltengebirges kamen die Gesteine der mesozoischen Ära in transgredierender Lagerung zum Absatz. In der Tertiärzeit (Oligocänepoche) bildeten sich gewaltige Brüche, an denen sich

Fig. 179.



Profil durch einen Ausläufer des Thüringerwaldes unweit Saalfeld an der Saale.
(Nach einer Photographie des Verfassers.)
Im Vordergrund das Saalethal, das in eine tafelförmige Scholle eingeschnitten ist. Hinter dem Schloss (im Bilde) die gefalteten Devonschichten *d d* des alten karbonischen Gebirges. *a a* alte Rumpffläche, auf der die horizontalen Schichten des Zechsteins *z z* aufruhen, die heute noch die Oberfläche der Scholle zusammensetzen.

die Schollen, jede bestehend aus dem gefalteten Grundgebirge und der horizontalen Decke mesozoischer Gesteine (Fig. 179), gegen einander verschoben. So entstanden zahlreiche Tafelschollengebirge. Gerade bei den hochragenden unter ihnen, so beim Harz (Fig. 180) und beim Thüringerwald, desgleichen beim südlichen Schwarzwald, wurden aber bald die Deckgesteine durch Denudation entfernt und das gefaltete Grundgebirge bloßgelegt; so wurden aus Tafelschollengebirgen Rumpfschollengebirge, denen bald die Züge der Mittelgebirgslandschaft aufgedrückt wurden,

nicht selten mit rudimentär rostförmiger Gliederung, die dem Streichen des gefalteten Grundgebirges entspricht (Rheinisches Schiefergebirge). Nur wo die Schollen in tieferer Lage sich fanden, wie im Bereich von Thüringen zwischen Harz und Thüringerwald, dann auch im Elbsandsteingebirge (Fig. 181), hielt sich die Decke und damit der Charakter einer Tafellandschaft.

Fig. 180.

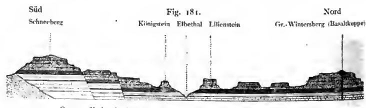


Der Harz, ein Rumpfschollengebirge mit Mittelgebirgslandschaft.

Das Deckgestein ist nur im äußersten Nordosten und Südwesten erhalten, sonst abgetragen.

Einen Übergang zwischen den eigentlichen Faltengebirgen und den Schollengebirgen vermitteln Gebirge, die nichts anderes sind als Schollen, die aus einem noch bestehenden Faltengebirge durch Verwerfungen herausgeschnitten worden sind. Trefflich sind solche Gebirge nach Philippson in Mittel-Griechenland zu beobachten. Ein von Westen nach Osten streichendes Faltengebirge ist hier durch Verwerfungen, die z. T. dem Streichen der Falten folgen, z. T. senkrecht darauf stehen, vollständig zerbrochen. Gehoben bezw. als Horste stehen geblieben sind bald Schollen, die dem Streichen der Falten folgen (Längsschollen), wie im

Fig. 181.



Querprofil durch das Elbsandsteingebirge, ein Tafelschollengebirge.

Die in schwebender Lagerung auftretenden Quadersandsteine und Kalksteine (Pläner) der Kreideformation bilden eine typische Tafellandschaft.

Othrys, im Oeta, im Helikon, im Kithaeron und im Parnaß, bald solche, welche ihre Längsausdehnung quer zum Streichen besitzen (Querschollen: Penthelikon, Hymettos, Pelion, Ossa, Olymp).

So hoch ragend wie die Faltengebirge sind in der Regel die Schollengebirge nicht. Immerhin treffen wir auch unter ihnen manche Hochgebirge. Ein Hochgebirge ist das Rumpfschollengebirge Skandinaviens, während dasjenige von Schottland, desgleichen die deutschen Schollengebirge meist Mittelgebirgscharakter aufweisen. Ein noch weiter vorgeschrittenes Stadium der Abtragung stellen uns manche Teile des

südlichen Böhmen dar. Hier ist das Schollengebirge nahezu wieder in eine Rumpflandschaft verwandelt worden.

Tektonische Schwellen und Schwellengebirge spielen, so häufig sie auch auftreten, selten eine große Rolle, weil sie nur in Ausnahmefällen bedeutende Höhen erreichen; in vielen Fällen verdienen sie daher den Namen eines Gebirges nicht mehr. Wo sie nur wenig oder gar nicht zerthalt sind, bilden sie geradezu Übergangsformen zu den Tafelländern. Charakteristisch ist für sie das Fehlen eines Fußes. Als Prototyp kann die Schwelle von Artois gelten. Ganz allmählich steigt sie von Süden wie von Norden bis zu einer Höhe von nicht ganz 200 *m* an. Sie ist der Ausdruck einer flachen Verbiegung (Geoantiklinale; vgl. das Profil S. 169) der Erdkruste, die über den Kanal nach Südengland hinüberstreicht. Zahlreiche, aber nur flache Thäler sind hier in sie eingerissen. In Südengland ist dagegen ihr Scheitel der Abtragung zum Opfer gefallen und nur ihre Schenkel sind, soweit sie aus harten Gesteinen bestehen, als Schichtstufengebirge erhalten; sie bilden die Downs. Viele Schichtstufengebirge sind dieser Art. Ihr einseitiger unter dem Einfluß der Denudation zurückweichender stufenförmiger Abfall ist zwar durch Abtragung einer Schwelle entstanden und als solcher ausschießlich ein Werk der abtragenden Kräfte. Allein nichtsdestoweniger ist die Anlage auch dieser Gebirge tektonisch, weil stets eine Hebung bezw. Emporwölbung der Schichten voranging. Der schwäbische Jura mit dem gesamten schwäbischen Stufenland, ebenso das lothringische Stufenland seien noch als Beispiele genannt. Ihrer Form nach leiten sie uns schon zu den Tafelländern über.

Vulkanische Gebirge entstehen, wo Vulkane in größerer Zahl zusammentreten oder auch durch Denudation eines einzigen großen Vulkans. Sie sind verhältnismäßig selten, da Vulkane meist einzelne Berge bilden.*) Ein ausgezeichnetes Beispiel eines vulkanischen Gebirges bietet das Albanergebirge bei Rom dar. Auf das Schollengebirge der Auvergne aufgesetzt ist das auch heute noch unverletzte Vulkangebirge der Puys bei Clermont; als ein durch Abtragung aus einem einzigen Vulkankegel herausgearbeitetes Gebirge führten wir schon oben das Bergland des Cantal und das des Mont Dore an. Die Euganeen bei Padua und das böhmische Mittelgebirge stellen weitere Stadien der Abtragung dar.

Verbreitung der Gebirge. Das nach M. Neumayr wiedergegebene Kärtchen Fig. 182 stellt uns die Verbreitung der jungen Kettengebirge auf der Erde dar (hauptsächlich nach Suess). Die neue Welt besitzt ein mächtiges meridional sich erstreckendes Rückgrat von jungen Kettengebirgen**), während die alte Welt von Westen nach Osten von einer gewaltigen Flucht von Faltengebirgen durchzogen wird. Im Osten, in der

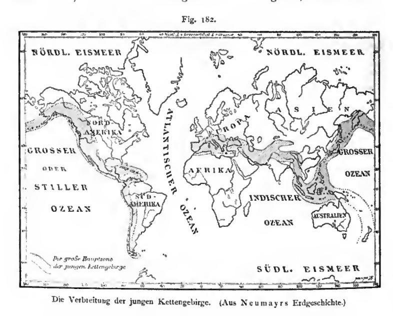
*) Über Vulkanberge vgl. S. 310.

**) Dasselbe ist jedoch nicht ohne weiteres als Faltengebirge aufzufassen, vielmehr z. T. sicher Schollengebirge.

Sundawelt, gliedert sich ein nach Norden verlaufender Zug von eingebrochenen Kettengebirgen an, der über die Aleuten zu den amerikanischen Ketten hinüber leitet. Außerhalb des geschilderten Gürtels fehlen junge Faltengebirge und die herrschende Form der Gebirge ist die des Bruchgebirges oder des Schwellengebirges, wenn wir von einigen sehr alten nahezu abgetragenen Faltengebirgen (Ural, Appalachien) absehen.

Tafelländer unterscheiden sich von den Gebirgen, mit denen sie die relativ hohe Lage gemeinsam haben, durch ihre verhältnismäßig ebene Oberfläche.*) Bald sind sie allseitig von Senken umgeben, wie das Plateau

Fig. 182.



Die Verbreitung der jungen Kettengebirge. (Aus Neumayrs Erdgeschichte.)

von Dekan, bald auch grenzen sie nach einer Seite hin gegen ein noch höher emporragendes Gebirge, zu dem sie gleichsam einen Übergang von der Senke her vermitteln, wie das Prairieplateau in den Vereinigten Staaten, das ostwärts stetig an Höhe verliert und ohne Grenze in die Mississippisenke übergeht, westwärts aber vom Felsengebirge überragt wird.

Mit ganz vereinzelten Ausnahmen sind die Tafelländer von mehr oder minder horizontallagernden Schichten aufgebaut, meist von Sedimentgesteinen, dazwischen, wie das Plateau von Dekan, auch von einer Decke

*) Für Tafelland ist früher der Ausdruck Plateau gebraucht worden, jedoch wenig konsequent. Wir vermeiden ihn und gebrauchen ihn nur dort, wo er zum Eigennamen geworden ist (z. B. Plateau von Dekan).

vulkanischer Ergußgesteine. In der Mehrzahl der Fälle fallen sie gegen die benachbarten Senken in einer Stufe steil ab, die oft das Aussehen eines einseitigen Gebirges gewinnt. Der Abfall ist entweder ein Werk der Denudation (Denudationsstufe) oder durch Bruchlinien bedingt. Es hängt das damit zusammen, dass die meisten Tafelländer ihrer Tektonik nach zu den Schollenländern gehören: Bruchlinien umgeben das Plateau von Dekan; mannigfach zerbrochen ist das Coloradoplateau (Fig. 156 S. 309).

Tafelländer zeichnen sich durch geringe Gliederung aus; häufig treffen wir auf ihnen Denudationsstufen (Coloradoplateau, Sahara), nicht selten auch tiefeingeschnittene, cañonartige Thäler. Dass in ihnen die Formen der Tafellandschaft meist typisch entwickelt sind, liegt auf der Hand. Wo sich die Thäler häufen, kann ein Tafelland geradezu in eine Art Gebirge verwandelt werden, das man als Übergangsform passend als Tafelgebirge bezeichnen kann.*) Als Beispiel eines solchen darf das Elbsandsteingebirge gelten. Wie durch noch weitgehendere Thalbildung und Denudation das ganze Tafelland abgetragen werden kann, schilderten wir oben S. 328 bei Besprechung der Thallandschaften.

Senken nennen wir mit v. Richthofen alle im Vergleich zu ihrer Umgebung tiefgelegenen Gebiete der Landoberfläche; sie treten in Gegensatz zu den Gebirgen und nehmen beiweitem den größten Teil der Landoberfläche ein. Bald liegen sie als Randsenken am Rande des Festlandes und vermitteln den Übergang vom Gebirge zum Meer wie die Poebene, die Gangesebene, aber auch das norddeutsche Tiefland; bald treten sie allseitig von Gebirgen umgeben auf, wie das Tarimbecken und die Gobi oder die kleine Senke des nördlichen Alpenvorlands. Sind sie dabei abflußlos, so werden sie als Binnensenken bezeichnet. Die meisten Senken, so alle Randsenken, gehören dem Tiefland an; manche liegen so tief, dass das Meer sie teilweise oder ganz bedeckt wie die Senke, in deren Mitte die Ostsee liegt, die Senke des Mittelmeers und die des Schwarzen Meers. Auch Binnensenken können tief liegen und von stehendem Wasser eingenommen sein, wie die Senke des kaspischen Meeres; doch finden sich unter ihnen auch hochgelegene wie das Große Becken der Vereinigten Staaten oder das Tarimbecken und zahlreiche andere Hohlebenen Centralasiens. Solche hochgelegene Senken weisen dazwischen die Formen der Tafellandschaft auf, z. B. das deutsche Alpenvorland. Die Mehrzahl der Senken aber, vor allem die Randsenken, tragen, sei es die Züge der Ebene, sei es die des Hügellandes, einer flachen Thallandschaft oder einer Beckenlandschaft.

Die Senken, die bis ans Meer herantreten, werden häufig von großen Strömen durchmessen. Im Bereich der Senken kommen die Schuttmassen zur Ablagerung, die die Denudation den benachbarten Gebirgen ent-

*) Wir möchten diesen Ausdruck dem Ausdrucke «Erosionsgebirge» vorziehen, der sonst für solche Gebirge gebraucht wird; denn die Erosion spielt bei der Ausgestaltung aller Gebirge eine große Rolle, so dass alle Gebirge diesen Namen verdienen würden.

nimmt; Senken sind daher geradezu Gebiete der Verschüttung und ganze Formationen werden in ihnen abgesetzt, sei es nun an der Landoberfläche durch Flüsse, Gletscher oder Winde, sei es, wenn sie ganz oder teilweise unter Wasser stehen, am Boden des Meeres bezw. der Seen. So bauen jugendliche Gesteine die unmittelbar zu Tage liegende Oberfläche der Senken auf und werden dadurch hier für ihre Landschaftsformen maßgebend. Allein mit der Entstehung der Senken haben diese Ablagerungen nichts zu thun. Die Entstehung ist vielmehr meist tektonisch. Auf einen tektonischen Einbruch führt sich die Bildung der Senke der oberrheinischen Tiefebene, wie diejenige des Mittelmeeres zurück (Bruchsenken, Grabensenken, Kesselbruchsenken), auf eine Verbiegung der Erdkruste (Geosynklinale) die Senke des Mississippi. Daneben aber treten auch Senken auf, die ein Werk der Abtragung sind; sie erscheinen entweder als ausgedehnte durch Denudation oder durch Abrasion gebildete Rumpfflächen (Canada) oder sie begleiten, nur klein und unbedeutend entwickelt, den Fuß der Schichtstufengebirge.

Schluß.

Wir haben unseren Überblick über die Formen der Erdoberfläche beendigt. Wenn auch dem kurzen Leben der Menschen gegenüber die Formen fest und beständig scheinen, so sind sie thatsächlich doch in einer ständigen Umbildung begriffen; sie sind gleichsam flüssig. Ein stetiger Formwechsel, eine ununterbrochene Entwickelung vollzieht sich an der Erdoberfläche und die Karte, die uns ein Bild der Erdoberfläche giebt, ist nur ein Bild, das für heute gilt, nicht aber für die Vergangenheit und nicht für die Zukunft. Die Triebfedern dieser Entwickelung sind in erster Reihe die Wärme der Sonne und die Wärme der Erde. Würden sie nicht wirken, so würden sich allmählich alle Moleküle in der Erde nach dem Gesetz der Schwere ordnen und endgiltige Ruhe würde erreicht werden. Sonnenwärme und Erdwärme stören dieses Gleichgewicht fortwährend, in dem sie den Teilchen der Erde eine Energie erteilen, die sie befähigt, sich der Richtung der Schwerkraft entgegen zu bewegen. Allein es wird nicht immer so sein. Die Erde verliert von Jahr zu Jahr von ihrer Eigenwärme durch Ausstrahlung in den Weltenraum. Dieser Wärmeverlust wird voraussichtlich, wenn nicht störende Ereignisse eintreten, zum völligen Schwinden des Wärmeinhalts der Erde führen. Damit aber schwindet auch die Ursache, die immer wieder und immer wieder durch Krustenbewegungen und Magmabewegungen Unebenheiten auf der Erde schafft. Aber auch der Wärmevorrat der Sonne wird allmählich zur Neige gehen und damit wird die Quelle versiegen, aus der die von außen wirkenden nivellierenden Vorgänge an der Erdoberfläche ihre Kraft beziehen. Auch die exogenen Vorgänge werden zum Stillstand kommen. Ist beides eingetreten, dann fehlt jeglicher Anlaß zu einer weitern Formänderung. Die Erde ist verurteilt in alle Zeiten

die Formen zu tragen, die beim Versiegen der letzten der beiden Wärmequellen gerade bestanden.

Wie diese Formen beschaffen sein werden, hängt davon ab, welche Wärmequelle länger vorhält. Ist es die Eigenwärme der Erde, so werden es Formen sein, derart wie die endogenen Vorgänge sie schaffen, also Unebenheiten schroffster Natur; denn es fehlten die von außen wirkenden Vorgänge, um sie zu nivellieren. Dann werden sich Falten und Verwerfungen in ihrem vollen Betrag in der Gestaltung der Oberfläche aussprechen, so weit es die Schwerkraft und die Kohäsion der Gesteine gestatten. Hält dagegen, was viel wahrscheinlicher ist, die Sonnenenergie länger vor, so müssen, sofern die Medien, die wir als Verfrachter der Trümmer der Erde kennen gelernt haben — Wasser und Luft, — nicht von chemischen Vorgängen aufgezehrt und in der Erdkruste gebunden sind, die Endformen dem Endziel entsprechen, nach dem die exogenen Vorgänge streben: Alle Unebenheiten der Erdoberfläche sind auf ein Minimum reduziert. In beiden Fällen ist das Antlitz der Erde gleichsam fossil geworden — versteinert.

Ewig zu währen braucht dieser Endzustand freilich nicht. Vielleicht ereignet sich eine Katastrophe, wie wir sie mehrfach mit dem Fernrohr am Firmament beobachten konnten. Zwei Welten — die starr und kalt gewordene Sonne mit ihren Planeten und ein zweiter Himmelskörper — stürzen zusammen. Die Energie, die sie in ihrer Bewegung besaßen, verwandelt sich in Wärme, die Teile des Sonnensystems, und unter ihnen auch die Erde, werden als Individuen vernichtet, es flammt eine neue Sonne auf, und von neuem beginnt die Reihe der Entwickelungen, von der uns die Kant-Laplacesche Kosmogonie und die Erdgeschichte erzählen, nicht absolut gleich in ihren Einzelheiten, aber gleichartig im Gang der sich folgenden Ereignisse.

Sachregister.

Nachtrag und Berichtigungen.

Seite 3. Dass um den Nordpol Meer ist, steht heute nach der Reise Nansens fest.
Seite 14 Zeile 9 von unten lies: »Hayne« statt »Hague«.
Seite 223 Zeile 1 von unten lies: »Penck« statt »Reusch«.
Seite 235 Zeile 13 von unten lies: »geographischen« statt »geologischen«.









